

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

BILANS HYDRIQUE ET ÉNERGÉTIQUE DE SURFACE SIMULÉS PAR DEUX  
GÉNÉRATIONS DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU CLIMAT SUR LES  
BASSINS-VERSANTS DES FLEUVES MISSISSIPPI ET COLUMBIA.

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR  
RAPHAËL D. BROCHU

JANVIER 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier très sincèrement mon directeur de recherche, M. René Laprise, qui possède selon moi toutes les qualités nécessaires à ce titre : la passion, la rigueur, la patience, la disponibilité et la jovialité. Il a su reconnaître en moi l'autonomie et la débrouillardise nécessaire pour que je m'approprie le sujet de recherche et décide moi-même des orientations que prendraient ce mémoire de maîtrise. Du même coup, lorsqu'arrivait le temps de prendre une décision stratégique, et malgré son horaire très chargé en tant que chercheur principal du Réseau MRCC, il se montrait rapidement d'un grand secours. Ses analyses toujours judicieuses et son grand bagage d'expérience dans le domaine de la climatologie régionale m'ont fait réaliser à quel point j'ai été privilégié d'avoir pu «frotter et limer ma cervelle» à celle de ce professeur/chercheur.

Le Groupe de Simulations Climatiques du consortium Ouranos, auquel se greffe le Réseau canadien MRC, est constitué de chercheurs de haut calibre dans le domaine de la climatologie régionale. Tout au long de ses 16 mois passés en leur compagnie, ces gens m'ont apporté une aide technique et scientifique incommensurable directement liée au bon déroulement de ce projet. Je remercie donc chaleureusement mon co-directeur M. Daniel Caya, les correcteurs externes ainsi que les spécialistes en simulation climatique Sébastien Biner, Anne Frigon, Michel Giguère, Richard Harvey, Dominique Paquin et Hélène Côté ainsi que les étudiant(e)s au doctorat Biljana Music et Philippe Lucas-Picher pour leur aide précieuse et leurs conseils judicieux.

Je voudrais remercier à juste titre le Réseau canadien MRC pour son soutien logistique et financier. Un merci tout particulier à Pascale Martineu et Georges Huard, respectivement coordonnatrice et technicien informatique du réseau.

Il y a de cela à peine plus de deux ans, je connaissais très peu de choses sur la météorologie et encore moins sur la climatologie régionale et les modèles climatiques. Ma formation d'ingénieur en mécanique de même que le talent et la passion véhiculée par des professeurs dévoués m'ont cependant fourni les assises nécessaires pour mener à terme ce projet d'envergure. Je remercie donc les professeurs René Laprise, Enrico Torlaschi, Peter Zwack, Éric Girard, Eva Monteiro et Lubos Spacek. Grâce à eux, j'ai su que la décision que je venais de prendre quelques mois auparavant concernant mon avenir professionnel était la bonne.

Ouranos fournit un cadre de recherche idéal pour ses étudiants, non seulement pour ce qui est de l'environnement de travail mais également pour l'ambiance conviviale qui y règne. Chères et chers collègues de travail, étudiants à la maîtrise de la rentrée 2003, merci de votre présence et de votre gentillesse.

Enfin, je tiens à remercier du fond du cœur ma fiancée, Laurence, ainsi que les membres de ma chère famille et belle-famille pour leurs encouragements et l'écoute dont ils ont fait montre à mon égard, durant ces deux merveilleuses années de maîtrise.

# TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES .....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTE DES INDICES .....	xvii
RÉSUMÉ.....	xviii
INTRODUCTION.....	1
Évolution des schémas de surface et du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC).....	1
Biais climatologiques des schémas de surface BBFR et CLASS.....	3
Bilans hydrique et énergétique de surface.....	8
But et objectifs généraux .....	13
CHAPITRE I	
FORMULATION DES MODÈLES ET BILANS DE SURFACE.....	15
1.1 Le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC).....	16
1.1.1 La version opérationnelle du MRCC (version 3.6.1) .....	19
1.1.2 La version en développement du MRCC.....	23
1.2 Le bilan hydrique de surface (BHS) .....	26
1.3 Le bilan énergétique de surface (BES).....	29

## CHAPITRE II

CADRE EXPÉRIMENTAL DE MODÉLISATION ET DE DIAGNOSTIC .....	32
2.1 Configuration expérimentale PIRCS-1c .....	33
2.2 Approche par bassin-versant .....	37
2.3 Climatologies d'observations, ré-analyses et analyses disponibles.....	39
2.4 Décomposition des flux de surface.....	41

## CHAPITRE III

RÉSULTATS ET DISCUSSION .....	45
3.1 Bassin-versant du Mississippi.....	47
3.2 Bassin-versant du Columbia .....	65
3.2.1 Bilan hydrique de surface gelé.....	79
CONCLUSION .....	87
NOTES .....	92
BIBLIOGRAPHIE .....	93

# LISTE DES FIGURES

Figure		Page
Figure 0.1	Domaine d'intégration du projet PIRCS-1c et iso-contours de topographie, en mètres, tel que résolu par le MRCC (intervalle de contour de 100 m). Le rectangle blanc délimite la zone piloté de la zone libre à l'intérieur de laquelle sont effectuées tous les calculs diagnostics.....	6
Figure 2.1	Domaine PIRCS-1c non-piloté et bassins-versants des fleuves Mississippi (bleu foncé) et Columbia (bleu pâle) tel que représentés sur la grille polaire-stéréographique du MRCC.....	37
Figure 3.1	Cycle annuel climatologique (1987–94) du BHS pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.13). ....	49
Figure 3.2	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais de flux hydriques de surface par rapport aux observations et ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Mississippi.....	50
Figure 3.3	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des taux de précipitation totale (gauche) et convective (droite) pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Mississippi.....	51
Figure 3.4	Iso-contours de l'évaporation terrestre climatologique (1987–94) durant la saison estivale (juin-juillet-août) pour le MRCC opérationnel (haut), le MRCC en développement (centre) et les ré-analyses ERA40 (bas) sur le domaine libre PIRCS-1c.....	53
Figure 3.5	Cycle annuel climatologique (1987–94) du taux de ruissellement pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observation de M&L et ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Mississippi. ....	54
Figure 3.6	Cycle annuel climatologique (1987–94) du contenu en eau liquide et gelée du sol pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi. ....	55

Figure 3.7	Cycle annuel climatologique (1987–94) du BES pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.23). ....	58
Figure 3.8	Cycles annuels climatologiques (1987–94) de la température à l’abri (ST, gauche) et de l’écart diurne de température à l’abri (DSTR, droite) des versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Mississippi. ....	61
Figure 3.9	Cycle annuel climatologique (1987–94) du flux radiatif solaire net pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Mississippi. ....	63
Figure 3.10	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des flux radiatifs terrestre incident (gauche) et émis (droite) à la surface pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Mississippi. ....	64
Figure 3.11	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais de flux énergétiques de surface par rapport aux ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Mississippi. ....	65
Figure 3.12	Cycle annuel climatologique (1987–94) du BHS pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.13). ....	68
Figure 3.13	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais de flux hydriques de surface par rapport aux observations et ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Columbia. ....	68
Figure 3.14	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des taux de précipitation totale (gauche) et convective (droite) pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Columbia. ....	70
Figure 3.15	Cycle annuel climatologique (1987–94) du taux de ruissellement pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Columbia. ....	71
Figure 3.16	Cycle annuel climatologique (1987–94) du BES pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.23). ....	74



Figure 3.17	Cycles annuels climatologiques (1987–94) de la température à l’abri (ST, gauche) et de l’écart diurne de température à l’abri (DSTR, droite) des versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Columbia. ....	75
Figure 3.18	Cycle annuel climatologique (1987–94) du flux radiatif solaire net à la surface pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Columbia. ....	76
Figure 3.19	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des flux radiatifs terrestres incident (gauche) et émis (droite) à la surface pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Columbia. ....	78
Figure 3.20	Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais des flux énergétiques de surface par rapport aux ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Columbia. ....	79
Figure 3.21	Cycle annuel climatologique (1987–94) de la sublimation du couvert nival pour les versions opérationnelles et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Columbia. ....	81
Figure 3.22	Cycle annuel climatologique (1987–94) de l’épaisseur de neige pour les versions opérationnelles et en développement du MRCC par rapport aux analyses de BROWN et ré-analyse ERA40 sur le bassin-versant du Columbia. ....	82
Figure 3.23	Iso-contours de l’épaisseur de neige (cm) climatologique (1987–94) durant la saison hivernale (décembre-janvier-février) pour le MRCC opérationnel (haut), le MRCC en développement (centre) et les analyses de BROWN (bas) sur le domaine libre PIRCS-1c. ....	84
Figure 3.24	Cycle annuel climatologique (1987–94) du BHS gelé pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équations 1.16 et 1.17). ....	85

# LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
Tableau 2.1	Caractéristiques majeures des bassins-versants du Mississippi et du Columbia. ....	39
Tableau 3.1	Bilan Hydrique de Surface (BHS) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.13). ....	48
Tableau 3.2	Bilan Énergétique de Surface (BES) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.23). ....	57
Tableau 3.3	Champs annuels climatologiques (1987–94) de température à l’abri (ST) et d’écart diurne de température à l’abri (DSTR) sur le bassin-versant du Mississippi. ....	59
Tableau 3.4	Couvert nuageux climatologique (1987–94) intégré à la verticale (%) sur le bassin-versant du Mississippi. ....	64
Tableau 3.5	Bilan Hydrique de Surface (BHS) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Columbia* (équation 1.13). ....	67
Tableau 3.6	Bilan Énergétique de Surface (BES) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.23). ....	73
Tableau 3.7	Champs annuels climatologiques (1987–94) de température à l’abri (ST) et d’écart diurne de température à l’abri (DSTR) sur le bassin-versant du Columbia. ....	75
Tableau 3.8	Couvert nuageux climatologique (1987–94) intégré à la verticale (%) sur le bassin-versant du Columbia. ....	77
Tableau 3.9	Bilan Hydrique de Surface (BHS) gelé annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Columbia (équations 1.16 et 1.17). ....	80

# LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

1D	Uni-dimensionnel
3D	Tri-dimensionnel
BB	Modèle hydrologique <i>Beautified Bucket</i>
BES	Bilan Énergétique de Surface
BHS	Bilan Hydrique de Surface
BROWN	Données mensuelles du couvert de neige sur l'Amérique du Nord de Brown <i>et al.</i> (2003)
CCmaC	Centre Canadien de modélisation et de l'analyse Climatique
CCRM	Centre Coopératif de Recherche en Mésométéorologie
CLASS	Canadian LAnd Surface Scheme version 2.7
CRU2	Données climatologiques d'observations du Climatic Research Unit, version 2.0 (Mitchell <i>et al.</i> , 2003)
D	Module Dynamique
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA15	Ré-analyses du ECMWF sur 15 ans
ERA40	Ré-analyses du ECMWF sur 40 ans
FR	Régime thermique force de rappel ( <i>Force-Restore</i> )
GEWEX	Global Energy and Water cycle Experiment

H	Module de diffusion horizontale.
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LSS	Schéma de surface terrestre ou <i>Land Surface Scheme</i>
MC2	Modèle Compressible Communautaire de Mésos-échelle
MCG	Modèle de Circulation Générale
MCGC	Modèle de Circulation Générale Canadien
MCGC II	Modèle de Circulation Générale Canadien, deuxième génération.
MCGC III	Modèle de Circulation Générale Canadien, troisième génération.
M&L	Estimés mensuels de ruissellement sur le bassin du Mississippi de Maurer et Lettenmaier (2002)
MM5	Modèle de méso-échelle du Pennsylvania State University/NCAR de 5 <sup>ème</sup> génération
MRC	Modélisation Régionale du Climat
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
MRCC dev	Modèle Régional Canadien du Climat, version en développement
MRCC op	Modèle Régional Canadien du Climat, version opérationnelle
N	Module de pilotage uni-directionnel ( <i>Nesting</i> )
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NRA1	Ré-analyses du NCEP/NCAR sur 50 ans, version initiale
OBS	Observations
P	Module Physique
PIRCS-1c	Project to Intercompare Regional Climate Simulations (phase 1c)

RivDis 1.1	Mesures de débit fluviaux du Global River Discharge (1807-1991), version 1.1 (Vörösmarty <i>et al.</i> , 1998)
SRB2	Surface Radiation Budget Release 2
T	Module du filtre temporel
TSVA	Transfert Sol-Végétation-Atmosphère
UQÀM	Université du Québec À Montréal
USA	États-Unis d'Amérique
USGS	Mesures de débit fluviaux du US Geological Survey, Water Resources (2005)
VIC	Variable Infiltration Capacity (Modèle hydrologique)
WHS	Base de données géophysiques du sol et de la végétation de Wilson et Henderson-Sellers (1985)
WM 1.02	Données climatologiques d'observations Willmott et Matsuura (2001), version 1.02

# LISTE DES VARIABLES, PARAMÈTRES ET SYMBOLES

$c$	Capacité thermique volumétrique du sol ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$ )
$c_p$	Capacité thermique de l'air à pression constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$C$	Capacité thermique effective du sol ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-2}$ )
	Convergence atmosphérique d'humidité intégré verticalement ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou $\text{mm/jour}$ )
$C_D$	Coefficient d'échange turbulent ou de traînée ( <i>Drag</i> )
$d$	Hauteur de déplacement (m)
$D$	Flux de rappel ( $\text{W/m}^2$ )
$D_m$	Profondeur de neige masquée (cm)
DSTR	Écart diurne de température à l'abri ( <i>Diurnal Screen Temperature Range</i> , °C)
$e$	Pression vapeur de l'air (Pa)
$E$	Taux d'évaporation totale ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou $\text{mm/jour}$ )
$E_L$	Taux d'évaporation liquide ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou $\text{mm/jour}$ )
$E_F$	Taux de sublimation de la glace ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou $\text{mm/jour}$ )
$E_n$	Taux de sublimation de la neige ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou $\text{mm/jour}$ )
$G$	Flux de chaleur interfacial ( $\text{W/m}^2$ )
$h$	Humidité relative de l'air

$h_g$	Humidité relative de l'air dans les pores de surface
$H_L$	Flux de chaleur latente à la surface ( $\text{W/m}^2$ )
$H_M$	Flux de chaleur latente de fusion du sol ( $\text{W/m}^2$ )
$H_S$	Flux de chaleur sensible à la surface ( $\text{W/m}^2$ )
$k$	Coefficient de diffusion horizontale turbulente
$L_f$	Chaleur latente de fusion ( $\text{J/kg}$ )
$L_v$	Chaleur latente de vaporisation ( $\text{J/kg}$ )
$L_s$	Chaleur latente de sublimation ( $\text{J/kg}$ )
$m$	Entier compris entre 1 et 2
$M_n$	Taux de fonte de la neige ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$M_F$	Taux de fonte de la glace ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$n$	Épaisseur de neige au sol (cm ou $\text{kg/m}^2$ )
$p$	Pression atmosphérique (Pa)
$P$	Taux de précipitation totale ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$P_C$	Taux de précipitation convective ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$P_S$	Taux de précipitation stratiforme ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$q$	Humidité spécifique ( $\text{kg eau/kg air humide}$ )
$Q_g$	Flux de chaleur emmagasiné dans le sol ( $\text{W/m}^2$ )
$Q_*$	Flux radiatif solaire net à la surface ( $\text{W/m}^2$ )
$Q_{*in}$	Flux radiatif solaire incident à la surface ( $\text{W/m}^2$ )
$Q_T$	Flux radiatif terrestre net à la surface ( $\text{W/m}^2$ )
$Q_{Tout}$	Flux radiatif terrestre émis à la surface ( $\text{W/m}^2$ )

$Q_{T\ in}$	Flux radiatif terrestre incident à la surface ( $\text{W/m}^2$ )
$R$	Taux de ruissellement ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$R_s$	Taux de ruissellement de surface ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$R_u$	Taux de ruissellement du sol profond ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$R_3$	Drainage verticale du sol profond par CLASS ( $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ou mm/jour)
$Ri_B$	Nombre de Richardson global ( <i>bulk</i> )
ST	Température à l'abri ( <i>Screen Temperature</i> , °C)
$t$	Temps (s)
$\Delta t$	Pas de temps (s)
$T$	Température (K ou °C)
$T_r$	Température de rappel, régime thermique FR (K ou °C)
$u$	Composante du vent horizontal dans la direction $x$ (m/s)
$v$	Composante du vent horizontal dans la direction $y$ (m/s)
$\vec{V}$	Vecteur vent horizontal (m/s)
$w$	Composante verticale de vitesse selon $z$ (m/s) / Contenu total en eau du sol ( $\text{kg/m}^2$ )
$w_L$	Contenu en eau liquide du sol ( $\text{kg/m}^2$ )
$w_F$	Contenu en eau gelée du sol ( $\text{kg/m}^2$ )
$W$	Humidité atmosphérique intégrée à la verticale ( $\text{kg/m}^2$ )
$x$	Coordonnée cartésienne locale direction est (m).
$y$	Coordonnée cartésienne locale direction nord (m).
$z$	Coordonnée cartésienne locale verticale (m).
$z_0$	Hauteur de rugosité de surface (m)



$\alpha$	Albédo de surface
$\beta$	Facteur d'évapotranspiration
$\delta_n$	Fraction du couvert nival ou Fraction du couvert nival vu par le ciel
$\delta_{c,L}$	Fraction de la canopée recouverte d'eau liquide
$\delta_{c,F}$	Fraction de la canopée recouverte de glace/neige
$\partial_t$	Dérivée partielle par rapport au temps
$\varepsilon$	Émissivité de la surface
$\kappa$	Force de succion de l'eau par le sol ou les racines (m)
$\lambda$	Conductivité thermique ( $\text{W K}^{-1} \text{m}^{-1}$ )
$\omega$	Fréquence diurne ( $2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$ )
$\psi$	Variable indéfinie (spécifiée à chaque utilisation dans le texte).
$\rho$	Densité de l'air ( $\text{kg/m}^3$ )
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )
$\dot{\tau}$	Flux vertical turbulent de quantité de mouvement (Pa)
$\Omega$	Résistance au transfert turbulent de chaleur ou d'humidité à la surface (s/m)
$\Phi$	Fonction de stabilité
$-$	Moyenne temporelle
$\{\}$	Moyenne spatiale
$'$	Perturbation autour d'un état moyen.

# LISTE DES INDICES

1	Couche de sol supérieure (CLASS)
2	Couche de sol intermédiaire (CLASS)
3	Couche de sol inférieure (CLASS)
<i>a</i>	Air au-dessus de la canopée
<i>b</i>	Sous-domaine sol nu ( <i>bare ground</i> )
<i>c</i>	Canopée ou sous-domaine avec végétation (incluant la canopée)
<i>cn</i>	Sous-domaine avec végétation et neige au sol
<i>E</i>	Évaporation ou évapotranspiration
<i>g</i>	Sol ( <i>ground</i> )
<i>g/n</i>	Sol ou couvert nival sous la canopée
<i>H</i>	Chaleur ( <i>Heat</i> )
<i>l</i>	Signifie «local» et réfère le plus souvent au niveau pronostic de la grille atmosphérique le plus bas.
<i>M</i>	Quantité de mouvement ( <i>momentum</i> ) ou fonte ( <i>melting</i> )
<i>n</i>	Neige ou sous-domaine avec couvert nival
<i>p</i>	Pression constante
<i>s</i>	Réfère à l'interface terre-atmosphère ou à la surface moyenne d'une tuile du MRCC.

# RÉSUMÉ

Cette étude a pour but de comparer et d'évaluer les bilans hydrique et énergétique de surface des versions opérationnelle et en développement du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) avec les ré-analyses atmosphériques et les observations de surface disponibles. Les versions opérationnelle et en développement du MRCC se distinguent par l'emploi du module de paramétrage des processus physiques du Modèle de Circulation Générale Canadien (MCGC) de deuxième et troisième génération respectivement, développé par le Centre Canadien de modélisation et de l'analyse Climatique (CCmaC). Parmi les améliorations apportées à la physique du MCGC III, soulignons l'implantation d'un nouveau schéma de surface appelé CLASS (*Canadian LAnd Surface Scheme*), un modèle à trois couches de sol avec traitement explicite des couverts végétal et nival; il remplace le modèle hydrologique *Beautified Bucket* et le régime thermique de force de rappel à une couche de sol utilisés dans la version opérationnelle du MRCC.

Les simulations sont issues de la phase 1c du projet PIRCS couvrant l'ensemble des États-Unis entre 1987 et 1994. L'analyse est réalisée sur les bassins-versants des fleuves Mississippi et Columbia. Certains flux de surface et champs diagnostics d'intérêts sont comparés avec les ré-analyses du NCEP/NCAR sur 50 ans et du ECMWF sur 40 ans. Les taux de précipitation, la température à l'abri et l'écart diurne de température à l'abri sont également comparés avec des climatologies d'observations. Les estimés mensuels de ruissellement sur les deux bassins-versants proviennent de mesures de débits fluviaux et d'aires de drainage avec quelques modifications. Enfin, des analyses de la profondeur de neige et des flux radiatifs de surface sont également utilisées.

Les résultats montrent que la version en développement du MRCC tend à simuler une meilleure climatologie que la version opérationnelle, particulièrement en ce qui concerne l'évapotranspiration, l'écart diurne de température à l'abri et la précipitation estivale. Cependant, un biais froid persistant de température à l'abri sur les deux bassins est associé à un couvert de neige excessif suivi d'une importante crête de ruissellement au printemps. De par sa construction et contrairement au schéma CLASS, le modèle hydrologique *Beautified Bucket* favorise la glace dans le sol au dépend de la couverture de neige. Des suggestions de modifications simples pour chacune des versions du MRCC sont également proposées.

Mots clés : bilan hydrique de surface, bilan énergétique de surface, MRCC opérationnel, MRCC en développement, bassin-versant du Mississippi, bassin-versant du Columbia.

# INTRODUCTION

## Évolution des schémas de surface et du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC)

Depuis le début des années 1990, une grande partie des améliorations apportées aux Modèles de Circulation Générale (MCG) ainsi qu'aux modèles à aires limitées (*limited area models*) l'ont été grâce aux progrès réalisés dans les paramétrages des «processus physiques de sous-échelle et de surface» (désormais abrégé par le terme «physique»). Apparus vers la fin des années 1960, les premiers schémas de surface terrestre (LSS pour *land surface scheme*) traitent de manière implicite les couverts nival et végétal. Ceux-ci ont pour fonction de gérer les échanges d'énergie (radiative, sensible et latente) et d'eau (sous forme liquide, de glace ou de neige) entre la surface et l'atmosphère et, s'il y a lieu, entre les différentes couches de sol. Parce qu'ils n'actualisent qu'une seule température de surface et trois variables d'humidité par pas de temps (eau liquide, gelée et neige), la première génération de LSS convenait parfaitement à la puissance informatique de l'époque. Vers la fin des années 1980, on reconnaît que l'ingénuité des LSS de première génération, d'une part, induit des biais particulièrement apparents dans la représentation des processus hydrologiques et d'autre part, freine l'intégration de nouveaux paramétrages dans les modèles climatiques (Slater *et al.*, 2001). Avec la progression des capacités informatiques et l'intérêt croissant pour la simulation climatique qui, à l'inverse de la prévision météorologique, est davantage influencée par les conditions aux frontières que par les conditions initiales, le passage d'un LSS de première génération à celui de deuxième génération devenait impératif. C'est ainsi que l'on vit apparaître les premiers modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère TSVA (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Scheme*) uni-dimensionnel, à couches de sol multiples et traitement explicite des couverts nival et végétal.

À la même époque se manifeste un intérêt considérable pour des projections climatiques, basées sur des scénarios de changements climatiques, à une échelle régionale et non plus globale, particulièrement dans les domaines de l'énergie, l'agriculture, la foresterie, les transports et le tourisme. Dans ce contexte est créé le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) développé à l'UQÀM et décrit de manière exhaustive au chapitre 1 de ce mémoire ainsi que dans Caya et Laprise (1999). Brièvement, le MRCC est un modèle à aire limitée de haute résolution piloté par des ré-analyses ou un MCG à plus faible résolution spatiale. Il utilise le module de physique du MCG Canadien (MCGC) développé par le Centre Canadien de la Modélisation et de l'Analyse Climatique (CCmaC, McFarlane *et al.*, 1992). Depuis sa création, le MRCC a subi un seul changement de module de physique en provenance du MCGC. Les versions 1 à 3.7, incluant la version opérationnelle actuelle du MRCC (version 3.6.1), disposent de la physique du MCGC II alors que la nouvelle version du MRCC, en cours de développement et de validation, utilise la toute nouvelle physique du MCGC III. Une distinction notable entre ces deux modules provient du choix de leur paramétrage de surface, les versions opérationnelle et en développement du MRCC étant dotées respectivement d'un LSS de première et de deuxième génération. Le schéma de surface du MRCC en développement, CLASS (*Canadian LAnd Surface Scheme*), fait partie intégrante de la physique du MCGC III et a été conçu au Canada par Verseghy (1991) et Verseghy *et al.* (1993). Pour le différencier de son successeur, il a été convenu d'identifier le LSS du MRCC opérationnel par le pseudonyme BBFR, ce dernier ayant recourt au modèle hydrologique «réservoir amélioré» (*Beautified Bucket*, BB) et solutionant le bilan énergétique de surface par la méthode de force de rappel à une couche de sol (*Force-Restore*, FR). Globalement, les différences majeures entre ces deux générations de LSS sont le nombre de couches de sol modélisé, le traitement implicite ou explicite des couverts nival et végétal et la complexité des régimes thermique et hydrologique. Le chapitre 1 de ce mémoire sera consacré à la description générale des schémas BBFR et CLASS.

### Biais climatologiques des schémas de surface BBFR et CLASS

Après avoir terminé une première version complète de CLASS en 1992 (version 1), Verseghy *et al.* (1993) entreprennent de comparer leur schéma à celui utilisé précédemment dans le MCGC, soit le schéma BBFR. Ils effectuent une simulation de 14 mois avec 2 mois voués au temps de relaxation (*spin-up*) du modèle. En considérant les moyennes saisonnières estivale et hivernale de température à l'abri<sup>1</sup> et de taux de précipitation sur l'ensemble du globe et sur les continents, ils observent que le climat simulé par le MCGC II et son schéma de surface BBFR est constamment trop froid et trop humide, dû à un taux d'évapotranspiration anormalement élevé l'été et relativement grand l'hiver. Les auteurs précisent que l'évaporation excessive est à son tour causée par trois facteurs (Verseghy, 1996). Premièrement, le bilan énergétique de surface du schéma BBFR est calculé numériquement de manière explicite. Conséquemment, le dégagement de chaleur latente (et par extension le flux d'évaporation) n'est pas limité par l'énergie disponible en surface, mais bien l'inverse. Deuxièmement, la simplicité du schéma hydrologique BB, modélisant un seul réservoir d'eau au sol et dont les seules pertes d'eau possibles sont soit par évaporation, soit par ruissellement de surface lors du débordement (*overflow*) du réservoir, tend à créer un surplus d'eau accessible à l'évaporation. Le troisième facteur à l'évaporation excessive et le plus important d'entre tous selon Verseghy est l'absence d'une résistance à la transpiration qui tiendrait compte efficacement de tous les paramètres sensibles à ce phénomène. En effet, le schéma BBFR ne modélise que la résistance aérodynamique à l'évaporation. Cette résistance est ensuite pondérée par le facteur d'évapotranspiration  $\beta_s$ , qui a pour fonction de prendre en considération l'influence de la végétation, du contenu en eau et du type de sol sur l'évaporation. Verseghy *et al.* (1993) montrent que le MCGC III et CLASS reproduisent un climat beaucoup plus près des observations. Il persiste toutefois le même type de biais négatif de température à l'abri et positif de taux de précipitation qu'avec le MCGC II, sur le continent nord-américain. Bien que l'on spécifie que le traitement des eaux stagnantes de surface est inadéquat et qu'il subsiste un manque de données précises sur certains types de végétation dans la base de données de références (Wilson et Hendersen-Sellers, 1985,

désormais abrégé par WHS), peu d'hypothèses sont formulées quant aux anomalies simulées par le MCGC III.

D'autres études internes réalisées par les chercheurs et étudiants du Réseau Canadien de Modélisation Régionale du Climat (MRC) de l'UQÀM ont montré que le MRCC opérationnel surestime largement les taux de précipitation et d'évaporation sur terre par rapport aux données climatologiques d'observations (Paquin et Laprise, 2003; Osseonon, 2004; Biner et Caya, 2004). Suite à ce constat et à la recherche d'une alternative simple et efficace, Paquin et Laprise (2003) montrent qu'une réduction de la capacité maximale de rétention d'eau du sol par dix, combinée à une réduction significative du facteur d'évapotranspiration, diminue substantiellement les taux d'évaporation et de précipitation sur terre. Malheureusement, d'autres symptômes d'une gravité comparable sont apparus. Parmi ceux-ci, notons la diminution drastique du couvert nuageux annuel, de l'ordre de -10% à -50% sur toute la superficie de l'Europe (Paquin et Caya, 2004). Cette baisse importante du couvert nuageux entraîne dès l'arrivée du printemps une hausse du flux solaire incident et, consécutivement, un assèchement accéléré du sol. En retour, le sol n'a plus d'eau disponible à l'évaporation et contribue de la sorte à perpétuer cette tendance à la baisse du couvert nuageux et à la hausse du flux solaire incident (Wild *et al.*, 1995). En somme, la saison estivale connaît un biais chaud de la température à l'abri causé par une boucle de rétroaction positive (*positive feedback*) ayant comme principaux acteurs la hausse du flux solaire incident et l'assèchement prononcé du sol. En revanche, l'hiver à ces latitudes moyennes connaît un biais froid, le réchauffement terrestre durant cette saison étant principalement maintenu par le flux terrestre incident à la surface et émis en grande partie par les nuages. Or, avec une baisse du couvert nuageux de la sorte, on ne peut s'attendre qu'à une chute significative des températures de surface en hiver.

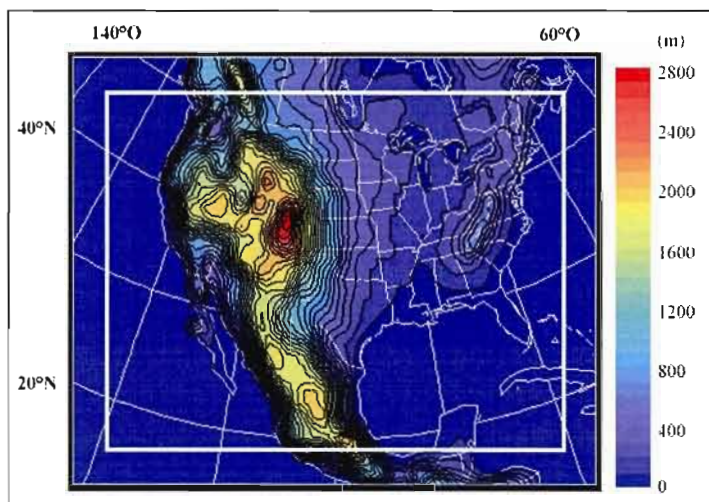
La nature des biais de taux de précipitation et de température à l'abri rapportés dans cette section n'est pas unique et peut être divisée en deux grandes catégories :

- Biais liés à la **méthodologie** employée et influençant à différents degrés les deux versions du MRCC. Ceux-ci sont identifiés puis explicités dans les prochains paragraphes;
- Biais liés à la **modélisation numérique** de chacune des versions du MRCC. Ceux-ci peuvent provenir de différentes sources, voire tous les différents modules du MRCC. Cependant, dans le cadre de ce mémoire, nous mettrons l'accent sur les biais causés par l'emploi de modules de physique de générations différentes. Le chapitre 3 de ce mémoire est dédié exclusivement à l'identification de ces biais climatologiques et de leurs causes spécifiques.

Parmi les biais liés à la méthodologie employée, notons d'abord le choix du pilote atmosphérique, ou en d'autres termes, le choix des conditions aux frontières latérales du MRCC. Dans le cadre de ce projet de maîtrise, les deux versions du MRCC ont été pilotés par les ré-analyses du *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* version initiale (NCEP/NCAR, désormais abrégé par NRA1). Ces données sont issues d'un modèle climatique utilisé conjointement avec des données d'observations archivées pour produire le meilleur estimé du temps passé jusqu'à nos jours. Toutefois, Kistler *et al.* (2001) montrent que certaines variables pronostiques de ces ré-analyses, dont le vent longitudinal et l'humidité spécifique, sont dotées d'une grande incertitude. Cette incertitude est d'autant plus importante sur les océans où les données d'observations se font plus rares et forcent les ré-analyses à dépendre davantage sur les sorties du modèle climatique (Anderson *et al.*, 2003). La figure 0.1 montre le domaine d'intégration de la phase 1c du Projet d'Intercomparaison des Simulations Climatiques Régionales (*Project to Intercompare Regional Climate Simulations*, PIRCS-1c) sur lequel sont basées les simulations des deux versions du MRCC dans ce mémoire (pour plus d'information sur le cadre expérimental PIRCS-1c, veuillez vous référer à la section 2.1). Les frontières de ce domaine étant situées dans une proportion de 70% sur les océans, les risques qu'il y ait contamination aux frontières latérales par les ré-analyses NRA1 et propagation des erreurs dans le MRCC existent. Paquin *et al.* (2002) ont comparé les taux de précipitation



estivaux de deux simulations identiques du MRCC opérationnel (MRCC op) sur le domaine PIRCS-1c mais forcées par des conditions aux frontières latérales différentes, l'une étant piloté par les ré-analyses du *European Center for Medium-range Weather Forecasting* (ECMWF) sur 15 ans (ERA15) et l'autre par les ré-analyses NRA1. Ils constatent que le MRCC op/NRA1 est davantage biaisé positivement que le MRCC/ERA15 sur les points de terre de près de 0.2 mm/jour. Sur un domaine couvrant l'ouest américain avec le modèle de méso-échelle du NCAR de 5<sup>ème</sup> génération (MM5) piloté par les mêmes ré-analyses entre 1986 et 1993, Leung *et al.* (2003) montrent qu'en accord avec un flux d'humidité plus fort en provenance de la frontière ouest du domaine par les ré-analyses NRA1, les précipitations du MM5/NRA1 étaient plus abondantes que pour MM5/ERA15 sur l'ensemble du domaine. Qui plus est, sur un bassin à fort relief comme celui du fleuve Columbia, l'écart du MM5/NRA1 en hiver pouvait dépasser 0.6 mm/jour.



**Figure 0.1** Domaine d'intégration du projet PIRCS-1c et iso-contours de topographie, en mètres, tel que résolu par le MRCC (intervalle de contour de 100 m). Le rectangle blanc délimite la zone piloté de la zone libre à l'intérieur de laquelle sont effectuées tous les calculs diagnostics.

Deux autres types de biais liés à la méthodologie employée peuvent venir influencer les champs de surface positivement ou négativement. Premièrement, un temps de relaxation insuffisant peut introduire un biais additionnel dans les champs diagnostics des modèles qui va en s'estompant plus la simulation progresse. Le temps de relaxation permet normalement aux variables pronostiques d'un modèle d'atteindre leur état d'équilibre, c'est-à-dire dénué de l'influence de leur condition initiale particulière, avant que ne débute la simulation pour fins statistiques. Finalement, la variabilité interne introduite par un changement dans les conditions initiales du MRCC en développement par rapport au MRCC opérationnel peut expliquer dans une faible mesure les biais entre modèles et avec les observations. Nous discuterons de ces deux derniers sujets plus en détail au chapitre 2 de ce mémoire.

En résumé, les versions opérationnelle et en développement du MRCC et leurs schémas de surface respectifs connaissent des biais systématiques dans le calcul de deux variables diagnostiques de grande importance : la température à l'abri et le taux de précipitation. De nombreuses études se sont déjà penchées sur le sujet et ont émis des hypothèses forts pertinentes que nous avons exposées ici. Certaines d'entre elles ont cherché à évaluer le comportement général du MRCC opérationnel en le comparant à d'autres modèles régionaux (Takle *et al.*, 1999; Anderson *et al.*, 2003), des ré-analyses, des modèles globaux ou des climatologies d'observations (Laprise *et al.*, 1998; Caya et Laprise, 1999; Feng *et al.*, 2000; Paquin *et al.*, 2002; Laprise *et al.*, 2003; Osseonon, 2004). D'autres poursuivaient le même but avec le MRCC en développement (Feng *et al.*, 2003; Lorient *et al.*, 2002; MacKay *et al.*, 2003). Enfin, quelques autres se sont interrogées sur la nature des biais du schéma BBFR en comparaison avec CLASS, mais ont été exécutées avec le MCGC (Verseghy *et al.*, 1993; Verseghy, 1996) ou dans le cadre d'études des LSS en mode autonome (Verseghy, 1991; Slater *et al.*, 2001). À ce jour, aucune publication ne compare l'efficacité globale des schémas BBFR et CLASS dans un contexte de modélisation régionale du climat, et plus particulièrement avec le MRCC. Rappelons que le MCGC et le MRCC partagent le même module de physique à quelques différences près. Ce module a d'abord été conçu pour un modèle global avec une résolution spatiale (~400 km) qui lui est propre. Ainsi, lors du transfert de ce type de module, il est nécessaire que certains paramétrages soient

ajustés ou même parfois modifiés afin de mieux les adapter à la résolution plus fine du modèle régional<sup>2</sup>. Il est donc justifié de croire qu'une étude de comparaison des schémas BBFR et CLASS couplés au MRCC mènera à des résultats quelque peu différents de ceux qui ont été obtenus jusqu'à maintenant par Verseghy avec le MCGC.

### **Bilans hydrique et énergétique de surface**

Le présent mémoire de maîtrise est une étude diagnostique qui consiste à évaluer l'efficacité globale des paramétrages physiques des versions opérationnelle et en développement du MRCC avec emphase sur les LSS. À cette fin, nous aurons recours aux bilans hydrique (BHS) et énergétique (BES) de surface, deux outils diagnostics largement employés au sein de la communauté scientifique de modélisation climatique pour ce type d'étude (Betts *et al.*, 2003, 2004; Feng *et al.*, 2003; Hagemann *et al.*, 2004; MacKay *et al.*, 2003; Roads *et al.*, 2003; Verseghy, 1996). Les BHS et BES font la décomposition des flux hydriques et énergétiques à l'interface terre-atmosphère, respectivement. Ces bilans ont de nombreuses qualités et permettent :

- d'identifier les déséquilibres de flux des modèles examinés par comparaison avec ceux simulés par des ré-analyses ou des climatologies d'observations;
- d'établir des liens de cause à effet et de rétroactions possibles entre certaines variables climatiques à l'étude;
- de préciser, autant que faire ce peut, la nature de certains biais climatologiques (températures à l'abri, précipitations...) simulés par un modèle;
- de valider, si tel est le cas, l'implantation des équations de conservation du modèle;
- d'orienter de futurs efforts de recherche.

Une définition générale des bilans de surface et une description exhaustive de la résolution de ces bilans par les deux versions du MRCC seront présentées au chapitre 1 de ce mémoire.

Le grand obstacle de l'approche par BHS et BES réside en l'absence de données expérimentales fiables, suffisantes et représentatives de quantités mesurables et le défi que pose l'estimation ou la simulation des autres quantités difficilement mesurables. À ce sujet, les variables climatologiques les plus facilement mesurables restent sans aucun doute le taux de précipitation et la température à l'abri (*Screen Temperature*, ST). En effet, les données globales mensuelles de Wilmott et Matsuura version 1.02 (WM 1.02, Wilmott et Matsuura, 2001) et du *Climatic Research Unit* version 2.0 (CRU2, Mitchell *et al.*, 2004) sont parmi les climatologies d'observations les plus fiables disponibles actuellement. Ces bases de données climatologiques historiques sont construites à partir d'observations répertoriées sur la terre ferme dans plus de 20 000 stations météorologiques pour la précipitation et 7000 pour la température à l'abri, la quantité d'observations requises pour une bonne représentativité spatiale de la précipitation étant plus grande. Ces relevés sont ensuite interpolés directement sur une grille latitude-longitude de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . La méthode de distance pondérée est souvent préférée aux autres méthodes d'interpolations qui limitent le nombre de points d'observations venant influencer le point interpolé. Malheureusement, les deux climatologies n'appliquent aucune correction pour la sous-estimation de la précipitation neigeuse par les pluviomètres mécaniques (*gauges undercatch*). Les données WM1.02 couvrent la période 1950-1999 alors que CRU2 élargit cette période qui débute en 1901 et se termine en 2000. CRU2 fournit également dans ses variables primaires (i.e., tirées directement d'observations) l'écart diurne de température à l'abri (DSTR).

Après la précipitation, le second flux hydrique le plus souvent mesuré est le ruissellement de surface à partir de mesures de débits fluviaux sur un bassin-versant ou une section quelconque de ce bassin (Betts *et al.*, 2004; MacKay *et al.*, 2003; Maurer *et al.*, 2002; Nijssen *et al.*, 2001). Pour mesurer le débit d'une rivière, on utilise le fait que cette quantité

est le plus souvent directement proportionnelle au niveau de la rivière, mesuré facilement et en permanence près des barrages ou digues. Ce faisant, avec l'aide d'un débitmètre préalablement étalonné, on prend simultanément des mesures de débits et de niveaux d'eau à échéance mensuelle pour finalement arriver à tracer une droite reliant ces deux variables. Lorsque divisé par la superficie du sous-bassin qu'il représente, le débit fluvial mesuré peut être directement comparé avec le ruissellement simulé par le modèle. Cette technique nécessite des mises à jour fréquentes et n'est pas également efficace sur toutes les rivières car les valeurs de débits peuvent fluctuer en fonction de nombreux autres facteurs négligés en première approche : dérivation des cours d'eau pour l'irrigation, régulation du débit au barrage, stockage d'eau, évaporation accélérée de l'eau stagnante, etc. Ainsi, certains chercheurs parlent plutôt de ruissellement «naturalisé», par opposition avec ruissellement «observé», lorsqu'ils prennent en considération un ou plusieurs de ces facteurs. Ayant recours aux valeurs de débits fluviaux dans plusieurs sous-bassins, d'autres chercheurs extrapolent ces valeurs avec l'aide de modèles hydrologiques perfectionnés (incluant le routage des rivières) de manière à obtenir un estimé du ruissellement observé du bassin-versant en entier (Maurer et Lettenmaier, 2001). La délimitation du bassin-versant reste toutefois problématique à certains égards et sera abordé au chapitre 2 de la méthodologie.

Les flux énergétiques de surface les plus souvent et les plus facilement mesurés sont les flux radiatifs solaire et terrestre, et tout particulièrement le flux solaire incident à la surface. Cependant, la densité spatiale des observations en surface étant directement liée à la densité de population, les contrées nordiques, accidentées ou moins peuplées souffrent d'une grande disparité des sites de mesures. Pour remédier à ce problème, certaines bases de données de comparaison sont construites à partir de modèles semi-empiriques et de contrôle de la qualité dont plusieurs valeurs en entrée proviennent de mesures satellitaires. C'est le cas du projet *GEWEX—Surface Radiation Budget Release 2* (SRB2, NASA Langley Research Center ASDC, 2002) qui prend en considération dans leurs modèles les données satellitaires du ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*), des ré-analyses de températures et d'humidité ainsi que les mesures d'ozone par spectrométrie pour calculer les flux radiatifs solaire et terrestre à la surface.

Beaucoup d'autres études recensées dans ce mémoire et faisant usage des BHS et BES comme outil d'analyse comparent leurs flux simulés avec ceux des ré-analyses du NCEP/NCAR ou du ECMWF (Anderson *et al.*, 2002; Hagemann *et al.*, 2004; Kistler *et al.*, 2001; Osseonon, 2004; Roads *et al.*, 2003; Seneviratne *et al.*, 2004). Rappelons toutefois qu'une ré-analyse est un système d'assimilation de données qui calcule de façon rétrospective le meilleur estimé de l'état d'un système physique et de son évolution dans le temps avec l'aide d'observations archivées, et parallèlement d'un modèle climatique. En réajustant à tous les six heures la prévision calculée par le modèle, les données d'observations améliorent significativement et directement la précision de certains champs atmosphériques calculés par le modèle, notamment pour les champs pronostics de vents horizontaux, température et pression. Ces champs portent la cote A d'après la classification de Kalnay *et al.* (1996). Malheureusement, de nombreux autres champs ne sont que partiellement (cote B) ou indirectement (cote C) influencés par les observations. Conséquemment, ces champs sont partiellement ou entièrement déterminés par le modèle climatique utilisé qui, inévitablement, possède des biais quelconques. La température à l'abri porte la cote B car elle est à la fois influencée par la température de l'atmosphère libre (qui a la cote A) et le bilan énergétique de surface tel que calculé par le LSS du modèle climatique. Les flux de surface et la précipitation sont des variables de classe C car elles n'ont aucune observation sur laquelle s'appuyer et peuvent même contribuer à ralentir le modèle dans l'atteinte d'un état d'équilibre forcé par les observations (*spindown*). Ce fait a été observée par Kalnay *et al.* (1996) avec les ré-analyses NRA1 en été sur le sud-est des USA. Alors que les observations venaient compenser le manque d'humidité atmosphérique du modèle, ce dernier, qui avait tendance à maintenir l'atmosphère froid et sec, faisait aussitôt précipiter l'humidité ajoutée. Un deuxième problème d'importance est celui de la non-fermeture du BHS dû à l'ajout d'un terme d'ajustement de l'humidité du sol appelé *nudging*. Au cours d'une année, ce terme vient modifier sensiblement l'équilibre d'humidité en surface. Maurer *et al.* (2002) précisent que :

Although nudging in a reanalysis is designed to bring the model state (especially atmospheric moisture variables) closer to observations, this is done at the expense of other components of the water budget, and complicates studies focused on the interaction and variability of water budget components at the land surface [...]. For these reasons, reanalysis data can be inappropriate for diagnosis of land surface moisture and energy flux [...].

En somme, les variables de catégories B et C des ré-analyses doivent être utilisées avec discernement, surtout lorsqu'elles servent de base de comparaison dans une étude visant à évaluer le comportement global d'un modèle climatique.

Bien que l'absence ou la rareté de données d'observations soit chose récurrente lors d'études diagnostiques avec l'aide de bilans, de nombreux chercheurs utilisent les BES et BHS pour évaluer et valider l'ensemble des paramétrages physiques de leurs modèles. Parmi les publications recensées dans ce mémoire, plusieurs ont adopté une approche par bassin-versant. En effet, cette approche facilite la comparaison du ruissellement simulé avec les valeurs de débits fluviaux observés. De surcroît, une analyse sur deux bassins-versants fortement contrastés renforce la rigueur de l'analyse en permettant à certains biais, indiscernables sur un bassin, de se manifester sur l'autre. Pour n'en nommer qu'une seule, Hagemann *et al.* (2004) compare les BES et BHS de 4 modèles régionaux du climat avec les observations/ré-analyses ERA15 sur les bassins-versants du Danube et de la mer Baltique. Les résultats sont présentés exclusivement sous forme de cycles annuels climatologiques des flux énergétiques et hydriques de surface par rapport aux observations/ré-analyses ERA15. La structure de leur analyse se reflète grandement dans notre chapitre 3 intitulé *Résultats et Discussion* et donne un avant-goût de ce qui sera réalisé dans le cadre de ce projet de maîtrise.



## But et objectifs généraux

Ce mémoire de maîtrise vise à évaluer la capacité des versions opérationnelle et en développement du MRCC à bien simuler le climat moyen à la surface terrestre. Pour ce faire, les bilans hydrique et énergétique de surface des deux versions du MRCC seront comparés avec les ré-analyses et observations disponibles sur deux bassins-versants du domaine PIRCS-1c. Plus spécifiquement, nous proposons :

- d'analyser le partitionnement des flux de surface propre à chacun des modèles régionaux sur les bassins-versants des fleuves Mississippi et Columbia. Les raisons qui sous-tendent le choix de ces bassins seront discutées au chapitre 2 portant sur la méthodologie;
- de montrer que les deux versions du MRCC comportent des biais significatifs dans leur décomposition respective des flux de surface et que ceux-ci varient selon le bassin étudié;
- d'identifier les mécanismes d'action des paramétrages physiques ayant contribué à améliorer la climatologie du MRCC en développement;
- de formuler quelques hypothèses sur l'origine des biais climatologiques du MRCC en développement;
- de faire quelques recommandations sur des modifications simples qui pourraient être apportées aux versions opérationnelle et en développement du MRCC pour améliorer leur performance à faible coût;

Les deux modèles se distinguent par l'utilisation de modules de physique de générations différentes. Ce changement de «génération» est, entre autre chose, le résultat des modifications majeures apportées aux paramétrages de surface. Le MRCC opérationnel utilise le schéma de première génération BBFR alors que la version en développement du MRCC emploie le schéma de seconde génération CLASS.



Ce mémoire comporte trois chapitres. Le premier chapitre est consacré au cadre théorique dans lequel est décrit le MRCC de façon générale puis spécifique aux deux versions du modèle, avec accent sur les paramétrages de surfaces. Les BHS et BES sont ensuite définis et leur résolution détaillée selon chacun des modèles. Le deuxième chapitre traite de la méthodologie. Ce chapitre montre d'abord la nécessité d'avoir un cadre expérimental commun aux deux versions du MRCC pour réaliser une étude de sensibilité, discute de la variabilité interne des MRCC et décrit le protocole PIRCS-1c. Il élabore ensuite sur le choix des représentations temporelle et spatiale, des flux de surface à décomposer et des données de comparaison à utiliser afin d'illustrer adéquatement les climatologies simulées et observées. Au troisième chapitre, les résultats exposés sont suivis d'une analyse exhaustive qui répond aux objectifs généraux formulés dans cette introduction. Enfin, une conclusion et quelques propositions d'extensions futures clôturent ce mémoire.

# CHAPITRE I

## FORMULATION DES MODÈLES ET BILANS DE SURFACE

Comme son nom l'exprime, la version «en développement» du MRCC nécessitera encore quelques ajustements avant de devenir une version définitive et opérationnelle du MRCC. Dans toutes les étapes de perfectionnement, le modèle est manipulé par bon nombre de spécialistes qui travaillent à évaluer, ajuster ou modifier ses nombreux paramétrages. Cette longue procédure de validation, bien que cruciale, reste souvent peu documentée de tel sorte que l'utilisateur ne sait plus exactement quels ont été les changements apportés aux multiples programmes du modèle avec lequel il effectue ses diagnostics de simulations. Une fois rendu opérationnel, un modèle climatique fait habituellement l'objet de plusieurs écrits scientifiques par ses concepteurs, dressant rapidement un vaste portrait du modèle et de son évolution depuis la dernière version opérationnelle. De surcroît, de nombreuses références viennent compléter les explications du ou des articles pivots. En ce sens, la version opérationnelle actuelle du MRCC est bien documentée et ne requiert que très peu d'investigation dans le cœur du modèle.

Ce chapitre propose d'abord de décrire brièvement les grandes composantes du MRCC communes aux deux versions du modèle étudiées. Dans un deuxième temps, nous procédons à la différenciation des versions opérationnelle et en développement du MRCC, différences

essentiellement regroupées au niveau des paramétrages physiques. Tel que précisé au paragraphe précédent, ces distinctions ont exigé une inspection générale des programmes liés aux modules de physique. D'une part, cet exercice a permis de vérifier l'exactitude des versions des programmes implantés et d'autre part, de mieux comprendre, voire valider le traitement des variables pronostiques et diagnostiques faisant partie intégrante du sujet à l'étude. Finalement, les BHS et BES sont définis de façon générale, et leur résolution décrite succinctement pour chacun des modèles.

### 1.1 Le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC)

Tel que mentionné en introduction, le MRCC est un modèle à aire limitée de haute résolution piloté par un MCG ou des ré-analyses à basse résolution. Les six variables pronostiques du modèle – les composantes de vent horizontal ( $u$ ,  $v$ ), la composante verticale de vitesse  $w$ , la pression  $p$ , la température  $T$  et l'humidité spécifique  $q$  – voient leur évolution régie par la résolution de six équations : les trois équations non-hydrostatiques d'Euler sur un domaine sphérique en rotation, l'équation de continuité pleinement compressible et l'équation de conservation d'énergie satisfaisant les premier et second principes de la thermodynamique ainsi que l'équation de conservation d'humidité. Ces équations sont soumises à une transformation des coordonnées cartésiennes locales horizontales ( $x$ ,  $y$ ) en une projection conforme de type polaire stéréographique (voir à ce sujet Tanguay *et al.*, 1990) et de la coordonnée verticale  $z$  en une coordonnée hybride et suivant la topographie (*terrain-following*) de type Gal-Chen (Gal-Chen et Sommerville, 1975). Lorsque formulées dans un modèle numérique, ces équations non-linéaires sont décomposées en plusieurs modules auxquels s'ajoutent un module davantage relié à la formulation numérique employée. Parmi ceux-ci, le module dynamique D résout la partie adiabatique de chacune des équations ci-haut mentionnées : advection, force de Coriolis, gradient de pression, taux de changement local et lagrangien. Ces termes adiabatiques agissent à transporter la quantité de mouvement,

l'énergie et l'humidité des régions sources aux régions puits, et jouent un rôle prépondérant dans l'uniformisation des gradients. La formulation dynamique du MRCC provient du modèle MC2 (Bergeron *et al.*, 1994) du Centre Coopératif de Recherche en Mésométéorologie (CCRM). Un second module, le module de physique P, résulte quant à lui du calcul des termes diabatiques. Ces termes sources et puits découlent pour la plupart des inconvénients inhérents à la représentation :

- des équations analytiques sous forme numérique, c'est-à-dire, à la discrétisation spatio-temporelle plutôt grossière d'équations différentielles qui, par définition, supposent un continuum d'éléments et d'intervalles de temps infinitésimaux;
- des processus microphysiques et physico-chimiques de l'atmosphère, telle la microphysique des nuages, les propriétés optiques des hydrométéores, etc;
- des processus radiatifs solaire et terrestre;
- des échanges d'énergie, d'humidité et de traceurs à l'interface sol-atmosphère ou océan-atmosphère.

À ces échelles de grandeur, les termes de diffusion moléculaires des équations Navier-Stokes et d'énergie deviennent négligeables, d'où l'emploi des équations d'Euler (non-visqueuse) dans la dynamique du modèle. En revanche, ces termes cèdent leurs places aux différents termes de Reynolds (*Reynolds stress*) obtenus par moyenne de Reynolds (*Reynolds average*). Le calcul de ces termes et des autres termes sources et puits non-résolubles à l'échelle du MRCC nécessitent plusieurs paramétrages. Un paramétrage est une construction mathématique dotée de un ou plusieurs coefficients réglables permettant de modéliser un phénomène physique non-résolu ou de fermer un système d'équations. Le module P regroupe l'ensemble de ces paramétrages. Que ce soit dans l'atmosphère libre ou à l'interface terre-atmosphère, ils servent essentiellement à modéliser les transports verticaux de quantité de mouvement (diffusion turbulente et traînée d'onde de relief), d'énergie (flux de chaleur sensible et latente, radiation solaire et terrestre) et d'humidité (flux d'évaporation, nuages et convection). On les retrouve également dans les processus de changements de phase de l'eau. Rappelons que la physique n'est résolue qu'à la verticale tandis que la dynamique est tri-

dimensionnelle. Certains de ces termes seront discutés dans les sous-sections suivantes, car ce sont eux qui différencient le MRCC opérationnel du MRCC en développement.

Un troisième module H paramétrise la diffusion horizontale turbulente dans l'atmosphère libre non-résolue par l'échelle spatio-temporelle du MRCC. Ce paramétrage prend la forme générale d'une équation de diffusion ( $\partial_t \psi = k \nabla^2 \psi$ ) où  $m$  est un entier compris entre 1 et 2,  $k$  est appelé coefficient de diffusion horizontale turbulente et  $\psi$  désigne l'une ou l'autre des six variables pronostiques du MRCC. Le quatrième module est le pilotage uni-directionnel (*nesting*, N) par le modèle global ou autres ré-analyses. Ce module inclut les interpolations spatiales et temporelles des conditions aux frontières latérales nécessaires, d'une part, pour passer de la basse à la haute résolution et d'autre part, pour les nombreux changements de systèmes de coordonnées entre le modèle et son pilote. Une zone éponge formant un cadre autour du domaine libre du MRCC (voir figure 0.1) permet de lisser les écarts entre le pilote et le modèle, typiquement les vents horizontaux. Le pilotage spectral se limite quant à lui aux vents horizontaux de grandes longueurs d'ondes ainsi qu'à la température sur tout le domaine d'intégration. Enfin, un cinquième module, le filtre temporel T, a pour fonction de filtrer les oscillations rapides générées numériquement par le schéma d'intégration temporelle semi-implicite semi-lagrangien du MRCC. Ce dernier schéma comporte de nombreux avantages, dont ceux de permettre un pas de temps assez long (~15 minutes) considérant la résolution horizontale de ~45 km menant à des gains en temps de calcul fort appréciables. L'intégration s'exécute sur une grille horizontale décalée de type Arakawa-C et une grille verticale elle aussi décalée, augmentant ainsi la précision de la différenciation centrée, favorisant l'échange d'information entre les modes pairs et impairs (*computational modes*) et réduisant le temps de calcul. Pour toutes précisions additionnelles concernant la formulation générale du MRCC, veuillez vous référer à Caya et Laprise (1999) ainsi qu'à la section 2.1 de Laprise *et al.* (2003).

### 1.1.1 La version opérationnelle du MRCC (version 3.6.1)

Le MRCC opérationnel est doté du module de physique du CCmaC de seconde génération (MCGC II, McFarlane *et al.*, 1992). Les composantes importantes de ce module pour les fins de notre étude incluent : le schéma radiatif solaire développé par Fouquart et Bonnel (1980); le schéma radiatif terrestre de Morcrette (1984); le calcul des flux de surface s'appuyant sur la formulation par coefficients d'échanges turbulents; les schémas de condensation et précipitation à grande échelle de McFarlane et Laprise (1985) et de convection restreinte et profonde à flux de masse de Bechtold-Kain-Fritsch (Bechtold *et al.*, 2001); un schéma de nuage interactif fonction de l'humidité relative critique (McFarlane *et al.*, 1992) avec prise en compte des nuages convectifs dans les couches où il y a convection; le schéma de surface à une couche de sol BBFR. Tel que précisé à l'introduction de ce chapitre, seules les composantes du module de physique qui ont été l'objet de changements majeurs entre la version opérationnelle et en développement du MRCC seront décrites succinctement. Les flux et les schémas de surface font partie de cette catégorie.

Les flux de surface de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité correspondent respectivement aux expressions diffusion turbulente, flux de chaleur sensible et flux d'évaporation<sup>1</sup>. Ces flux entrent dans la composition des termes diabatiques des équations d'Euler, d'énergie et d'humidité, respectivement. Bien que nécessairement liés à la complexité avec laquelle est paramétrée la surface, la diffusion turbulente, le flux de chaleur sensible et le flux d'évaporation prennent respectivement les formes générales suivantes :

$$\tau_s \equiv -\rho \overline{(w'V')} = -\rho \frac{V_l}{\Omega_M}, \quad (1.1)$$

$$H_s \equiv -\rho c_p (\overline{w'\theta'})_s = -\rho c_p \frac{\Delta T_s}{\Omega_H}, \quad (1.2)$$

$$E \equiv -\rho (\overline{w'q'})_s = -\rho \frac{\Delta q_s}{\Omega_E}, \quad (1.3)$$

où les termes entre parenthèses sont les tensions de Reynolds,  $\rho$  est la densité de l'air près de la surface,  $c_p$  est la capacité thermique de l'air à pression constante et  $\Omega$  est la résistance spécifique à chacun des flux. Les indices  $l$  pour «local» et  $s$  pour «surface» se rapportent respectivement au premier niveau pronostic du MRCC et à l'interface terre-atmosphère. Ces flux ont respectivement les unités de Pa, W m<sup>-2</sup> et kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>.

La complexité du paramétrage des flux de surface résulte en majeure partie du terme de résistance mais aussi du calcul de  $\Delta T_s$  ou  $\Delta q_s$ . Nous discuterons d'abord des résistances aux transferts de surface de façon générale puis spécifique à la version opérationnelle. Comme il sera facile de le constater à la sous-section suivante, dans la grande majorité des cas rencontrés, les résistances aux transferts de surface se limitent au paramétrage de la résistance aérodynamique qui varie proportionnellement avec le module du vent horizontal local, le frottement à la surface et la stabilité dynamique :

$$\Omega_i = [C_{D,i} |V_l| \Phi_i (Ri_B)]^{-1} \quad (1.4)$$

pour  $i = M, H, E$ . Dans la version opérationnelle, les résistances associées à  $M$  et à  $H$  sont telle que formulée dans l'équation (1.4), mais celle associée à  $E$  est en réalité divisée par le facteur d'évapotranspiration  $\beta_s$ . Ce facteur vient corriger la résistance aérodynamique pour tenir compte à la fois des impacts de la végétation, du contenu en eau du sol et du type de sol sur l'efficacité du transfert turbulent d'humidité en surface. Les coefficients  $C_D$  et  $\Phi$  sont appelés coefficient d'échanges turbulents et fonction de stabilité. Dans le MRCC opérationnel, on a que  $(C_{D,H}, \Phi_H) = (C_{D,E}, \Phi_E)$ . Les fonctions de stabilité à la surface varient principalement selon le nombre de Richardson global (*Bulk Richardson Number*) et la rugosité de surface  $z_0$ . Dans la version opérationnelle du MRCC, cette dernière variable varie

selon la présence d'un couvert nival et/ou végétal, mais demeure la même peu importe le flux de surface étudié. Pour davantage d'informations concernant les fonctions de stabilité du MRCC opérationnel, veuillez vous référer à McFarlane *et al.* (1992). Finalement, les valeurs de  $\Delta T_s$  ou  $\Delta q_s$  sont calculées sous l'hypothèse que les flux de surface sont relativement indépendants de la hauteur entre le sol et le premier niveau pronostic du modèle, qui atteint approximativement 100 mètres. Ainsi, il est possible d'exprimer ces gradients à partir des températures et humidités spécifiques entre ces deux niveaux. Par exemple,  $\Delta q_s = q_l - q_g$ , où  $q_g$  est l'humidité spécifique moyenne du sol (la première couche de sol pour CLASS). Celle-ci est définie dans le MRCC opérationnel comme étant égale à l'humidité spécifique à saturation à la température du sol:

$$q_g = q_{sat}(T_g). \quad (1.5)$$

Comme le lecteur sera en mesure de le constater dans la prochaine sous-section, les paramétrages des flux de surface ont fait l'objet de maintes modifications, principalement au niveau des fonctions de stabilité, de la définition de  $q_g$  et de la résistance à l'évapotranspiration.

Le schéma de surface BBFR est un modèle 1D vertical à une seule couche de sol. Dans ce schéma, l'effet de la végétation est dit «implicite» tandis que le couvert nival, suivant la nomenclature de Slater *et al.* (2001), est appelé couvert «composite». En d'autres termes, la végétation n'est pas une entité physique distincte du sol avec ses propres variables pronostiques de température et de contenu en eau ou en neige, mais vient plutôt modifier les nombreuses propriétés de la surface. Par-contre, la neige possède ses propres variables pronostiques de contenu en neige  $n$  (cm) et de fraction du couvert nival  $\delta_n$ , d'où l'appellation composite. En outre, l'albédo de surface  $\alpha_s$ , la capacité thermique du sol  $C_s$  et le facteur d'évapotranspiration  $\beta_s$  sont tous des paramètres affectés par le couvert nival de la manière suivante :



$$\psi_s = (1 - \delta_n)\psi_g + \delta_n\psi_n \quad (1.6)$$

où  $\psi$  désigne l'une des trois variables spécifiées et les indices  $n$  et  $g$  réfèrent respectivement à la neige et au sol. Il est à noter que  $\beta_n = 1$  puisque rien n'empêche à la neige de se sublimer. Les variables de l'équation (1.6) sous l'indice  $g$  sont également modifiées par le couvert végétal, le type et le contenu en eau liquide et gelé du sol. Slater *et al.* (2001) précisent qu'il y a beaucoup de confusion au sein même de la communauté scientifique entourant la définition réelle de  $\delta_n$ . En effet, pour le calcul  $\alpha_s$ ,  $\delta_n$  désigne la fraction du couvert nival «vu par le ciel» et fonction de la profondeur de neige masquée ( $D_m$ ) :

$$\delta_n = \min[n/D_m, 1]. \quad (1.7)$$

Pour les deux autres variables,  $\delta_n$  représente la fraction de la tuile recouverte de neige :

$$\delta_n = \min[(n/10)^{1/m}, 1] \quad (1.8)$$

où  $m$  égale à 1 pour CLASS et 2 pour le BBFR. L'équation (1.8) prescrit une épaisseur minimale de 10 cm de neige sur l'ensemble de la tuile pour considérer une fraction du couvert nival de 1. Dans le cas contraire, les schémas BBFR et CLASS réduisent la fraction de la tuile recouverte de neige suivant une loi linéaire ou quadratique, respectivement. Pour CLASS, l'équation (1.8) détermine la fraction du sous-domaine avec neige qui, dans tous les cas, contient minimalement une épaisseur de neige de 10 cm. En d'autres termes, lorsque l'épaisseur de neige sur une tuile du MRCC en développement est inférieure à 10 cm, CLASS fait fondre la neige latéralement plutôt que verticalement (Slater *et al.*, 2001). Par ailleurs, le modèle hydrologique BB dispose d'un réservoir d'eau liquide et de glace au sol dont la profondeur varie géographiquement en fonction de la capacité maximale de rétention d'eau du sol qui elle-même, dépend du type de sol (profondeur et texture) et du type de végétation. Les propriétés géophysiques du sol et de la végétation sont fournies par la base de données WHS. Cette base de donnée couvre l'ensemble des points terrestres du globe à la résolution latitude-longitude de  $1^\circ \times 1^\circ$  (soit environ  $111 \times 111$  km). Elle dénombre 51 différents types de végétation réparties sur chacune des tuiles terrestres selon les végétations primaire et secondaire, couvrant respectivement 2/3 et 1/3 de la tuile. Lorsque interpolés sur la grille du MCGC, les 51 types de végétation sont représentés par une pondération précise de

24 d'entre eux. Toutefois, afin de faciliter les diagnostics, les différents types de végétation sont exprimés sous quatre appellations formant le couvert composite : forêt de conifères; forêt de feuillus; herbes, marécages et toundra; terres agricoles. Pour de plus amples informations concernant le schéma BBFR, veuillez vous référer à McFarlane *et al.* (1992) et aux sections 1.2 et 1.3.

### 1.1.2 La version en développement du MRCC

Le MRCC en développement s'est doté du module de physique du CCmaC de troisième génération (MCGC III). Étant actuellement en période de validation, ce modèle se distingue de la version opérationnelle par les éléments suivants : un schéma radiatif solaire à quatre bandes doté d'une meilleure absorption de la radiation solaire par l'atmosphère (Barker et Li, 1995); un calcul des flux de surface avec ajout de nouvelles fonctions de stabilité pour une couche limite atmosphérique stable (Abdella et McFarlane, 1996); le schéma convectif de Zhang et McFarlane (1995)<sup>2</sup>; le schéma de nuages amélioré de Lorant *et al.* (2002) et le schéma de surface de seconde génération CLASS version 2.7 développé par Verseghy (1991) et Verseghy *et al.* (1993). Dans les paragraphes qui suivront, nous traiterons plus en détails uniquement du schéma de surface CLASS.

CLASS est un schéma de surface 1D vertical à trois couches de sol, les couches supérieure, intermédiaire et inférieure ayant une profondeur respective de 0.1, 0.25 et 3.75 mètres. Verseghy (1991) a déterminé les profondeurs des couches supérieure et inférieure de façon à ce qu'elles reflètent autant que possible les oscillations diurnes et annuelles de température du sol, respectivement. La couche de sol intermédiaire a quant à elle été créée dans le but de caractériser l'impact de la zone d'enracinement de la végétation sur la température à ce niveau. Chaque couche de sol possède trois variables pronostiques —

température, contenu en eau liquide et gelée — et une quantité impressionnante de paramètres physiques tirés de la base de données WHS (capacité et conductivité thermique du sol, couleur, drainage, texture, caractère argileux, matière organique du sol, etc). Le traitement explicite de la neige et de la végétation constitue un changement de génération pour CLASS. Deux couches additionnelles, chacune d'entre elle possédant leurs paramètres et leurs variables pronostiques particulières, peuvent donc se superposer aux trois couches de sol existantes. En outre, les quatre grands types de végétation formant la végétation composite font appel à de nombreux coefficients nouveaux, tels l'indice foliaire maximal, la masse de la végétation, la transmissivité diurne, la résistance stomatale minimale, l'albédo diurne et la profondeur de l'enracinement. Le facteur de vue, définit comme la fraction du ciel vue par le sol situé sous la canopée, est un autre paramètre d'importance qui varie selon l'indice foliaire de la végétation composite. Enfin, un indice de croissance permet de faire varier certaines propriétés des quatre grand type de végétation et ce, de façon linéaire entre les périodes de dormance et de pleine maturité.

Afin de mieux représenter les phénomènes de méso-échelles, tels les flux de surface qui dépendent fortement et de façon non-linéaire sur la stabilité atmosphérique et la rugosité de surface, Verseghy *et al.* (1993) optèrent pour une approche par sous-domaines en subdivisant la tuile du modèle considéré en un maximum de 4 régions : sol nu (*b*), végétation (*c*), neige sur sol nu (*n*) et neige avec végétation (*cn*). Par cette manière de procéder, le calcul des flux de surface est exécuté séparément pour chaque sous-domaine de la tuile avant d'être exprimé sur l'ensemble de la tuile par une moyenne pondérée. Bien que cela oblige à multiplier par 4 l'ensemble des variables pronostiques et flux de surface de CLASS, les expressions mathématiques pour calculer ces flux varient principalement selon deux grandes catégories, soit selon la présence ou non d'une canopée dans le sous-domaine examiné. Dans un sous-domaine sans canopée, les seuls paramètres variant selon la présence ou non de neige sont les coefficients d'échange turbulent  $C_D$  et la hauteur de rugosité  $z_0$ . Conséquemment, la forme des équations (1.1), (1.2), (1.3) et (1.4) reste identique pour ces deux sous-domaines. De surcroît, les équations (1.1) et (1.4) pour la diffusion turbulente restent valables même en présence d'une canopée, auquel cas varient les coefficients  $C_{D,M}$ ,  $z_{0,M}$  et la hauteur de

déplacement  $d$  en fonction de la végétation composite. Dans un sous-domaine avec canopée, le flux d'évaporation se subdivise en deux contributions, soit la part du flux généré par la canopée et celle produite par le sol nu ou la neige sous la canopée :  $(E)_c = (-E_c - E_{g/n})_c$ . Par ailleurs, seul le flux de chaleur sensible de la canopée participe aux échanges de chaleur sensible entre la surface et l'atmosphère :  $(H_s)_c = (-H_{s,c})_c$ . En effet, le flux généré par le sol nu ou la neige sous la canopée  $(H_{s,g/n})_c$  se limite à réchauffer la canopée. Le flux de chaleur sensible de la canopée conserve la même forme d'équation que celles écrites en (1.2) et (1.4).  $(H_{s,g/n})_c$  et  $(E_{g/n})_c$  sont nuls lorsque les conditions atmosphériques qui prédominent dans la couche comprise entre le sol et la canopée sont dynamiquement stables. Dans le cas contraire, la formule semi-empirique de Townsend est utilisée (voir à ce sujet Verseghy *et al.*, 1993). Enfin, le calcul de  $(E_c)_c$  varie selon la température moyenne de la canopée  $T_c$ . Lorsque  $T_c > 0^\circ\text{C}$  et que la canopée est dite «sèche», une résistance additionnelle à la transpiration appelée résistance stomatale  $\Omega_c$  vient limiter considérablement l'apport d'humidité dans l'atmosphère. Par-contre, si la canopée est recouverte d'eau ou de neige ou si le flux de vapeur est dirigé vers celle-ci, la canopée est dite «humide» et dans ce cas, seule la résistance aérodynamique est effective. Enfin, lorsque  $T_c \leq 0^\circ\text{C}$ , aucune transpiration n'a lieu et seule la résistance aérodynamique demeure. Les expressions du flux d'évaporation pour la canopée, dans un sous-domaine avec canopée, égalent donc :

$$(E_c)_c = \frac{\rho_a(q_a - q_{sat}(T_c))}{\Omega_E} \quad T_c \leq 0^\circ\text{C}$$

$$(E_c)_c = \rho_a(q_a - q_{sat}(T_c)) \left[ \frac{\delta_{c,L}}{\Omega_E} + \frac{(1 - \delta_{c,L})}{\Omega_E + \Omega_c} \right] \quad T_c > 0^\circ\text{C} \quad (1.9)$$

où  $\delta_{c,L}$  est la fraction de la canopée recouverte d'eau liquide. La résistance stomatale de la végétation composite  $\Omega_c$  dépend d'abord de la résistance stomatale propre à chaque type de végétation. Cette résistance est ensuite pondérée par une série de facteurs environnementaux, tel le flux solaire incident  $Q_{in}$ , le déficit de pression vapeur  $\Delta e_a$ , la force de succion de l'eau par les racines  $\kappa$  et la température de l'air au-dessus de la canopée :

$$\Omega_c = \Omega_c f_1(Q_{*in}) f_2(\Delta e_a) f_3(\kappa) f_4(T_a). \quad (1.10)$$

Enfin, contrairement au schéma BBFR et à l'équation (1.5), CLASS modélise la résistance du sol en posant que :

$$q_g = h_g \times q_{sat}(T_g) \quad (1.11)$$

où  $h_g$ , fonction de  $\kappa$ , est l'humidité relative de l'air dans les pores de surface. Pour plus d'informations concernant CLASS, se référer à Verseghy (1990), Verseghy *et al.* (1993), Bélanger (1997) et aux sections 1.2 et 1.3.

## 1.2 Le bilan hydrique de surface (BHS)

Le BHS est la branche terrestre du bilan d'humidité atmosphérique. Sur les points de terre, sa forme la plus générale est la suivante :

$$\partial_t w = P - E - R_s - R_u \quad (1.12)$$

où  $w$  est le contenu en eau du sol sous toute ses formes,  $P$  et  $E$  sont les taux de précipitation et d'évaporation et  $R_s$  et  $R_u$  sont les ruissellement de surface et du sol profond (*underground*), respectivement. Lorsque moyenné spatialement sur un bassin-versant d'une certaine superficie (définie à la section 2.2) et temporellement sur une longue période (typiquement d'un mois), on peut supposer que le ruissellement du sol profond rejoint celui de la rivière et donc :

$$\{\overline{\partial_t w}\} = \{\overline{P}\} - \{\overline{E}\} - \{\overline{R}\}. \quad (1.13)$$

La moyenne annuelle du terme de gauche de l'équation (1.13) étant faible, il est souvent pratique, pour fin diagnostique seulement, d'utiliser l'approximation suivante :

$$\{\bar{R}\} \approx \{\bar{P} - \bar{E}\} . \quad (1.14)$$

Notez bien que, pour la suite de l'analyse, nous avons omis les opérateurs moyennes spatiale et temporelle afin de ne pas alourdir le texte.

L'équation du BHS peut être subdiviser en ses trois composantes, soit l'eau liquide, la glace et la neige :

$$\partial_t w_L = P_L - E_L + M_F + M_n - R , \quad (1.15)$$

$$\partial_t w_F = -E_F - M_F , \quad (1.16)$$

$$\partial_t n = P_n - E_n - M_n . \quad (1.17)$$

Les variables  $M_F$  et  $M_n$  sont les taux de fonte de l'eau gelée et de la neige, respectivement. Précisons qu'un  $M_F$  négatif représente simplement le gel de l'eau liquide et que  $M_n$  est toujours positif. En faisant la somme de trois équations précédentes, on retrouve l'équation (1.13), soit :

$$w = w_L + w_F + n , \quad (1.18)$$

$$P = P_L + P_n , \quad (1.19)$$

$$E = E_L + E_F + E_n . \quad (1.20)$$

Enfin, la précipitation peut aussi être subdivisée selon ses composantes stratiforme et convective, ce qui donne respectivement :

$$P = P_S + P_C . \quad (1.21)$$

Avec le schéma BBFR, la distinction entre la précipitation liquide et neigeuse et l'évaporation ou la sublimation se fait simplement à partir de la température à l'abri par rapport au point de congélation. Avec CLASS, le type de précipitation varie selon la température de l'air de chaque sous-domaine. Les composantes d'évaporation, de sublimation

de glace et de neige varient également selon le type de sous-domaine. Ainsi, l'évaporation n'existe que sur le sol nu ou la canopée, la sublimation de la neige n'existe qu'au sol dans un sous-domaine avec neige et la sublimation de la glace se limite à la canopée (de façon proportionnelle à la fraction de la canopée recouverte de glace) ou sur un sol nu lorsqu'il y a présence d'eau stagnante. En revanche, sur un sol nu avec ou sans canopée, CLASS ne permet que l'évaporation car seul l'eau liquide peut, par capillarité, parvenir à se frayer un chemin à travers les pores du sol pour arriver en contact avec l'air.

Le modèle hydrologique du MRCC opérationnel est celui du réservoir amélioré et son fonctionnement est explicité dans McFarlane *et al.* (1992). Le régime hydrologique de CLASS est beaucoup plus sophistiqué que celui du réservoir amélioré et maintient 3 réservoirs de sol (phases liquide et solide), un de neige, un sur la canopée (phases liquide et solide) et un réservoir additionnel de surface (phases liquide et solide) représentant l'eau stagnante (*ponded water*). Ce dernier réservoir n'apparaît que lorsque le sol est sur-saturé d'eau ou que le taux d'infiltration est inférieur à celui de la fonte de neige ou de la précipitation liquide. Il ne peut toutefois pas dépasser une certaine profondeur déterminée par le type de végétation de la cellule considérée. Lorsque cette profondeur est dépassée, l'eau ruisselle instantanément vers l'océan. Le maintien de nombreux réservoirs hydrologiques oblige CLASS à traduire mathématiquement de nombreux phénomènes de transfert des flux hydriques entre réservoirs. Parmi ceux-ci, notons l'interception de l'eau de pluie ou de la neige par la canopée, la percolation de l'eau liquide à travers la neige, le mûrissement de la neige (*ripening of the snow*), le ruissellement de surface  $R_s$ , l'infiltration de l'eau à la surface, le drainage vertical à travers les couches de sol et dans le sol profond. Le drainage vertical dans le sol profond ( $R_3$ ) constitue un deuxième type de ruissellement pour CLASS, et donc :

$$R = R_s + R_3 . \quad (1.22)$$

Il existe une différence majeure entre le ruissellement de surface de CLASS et celui du schéma BBFR. En effet, le débordement d'eau chez CLASS peut se produire même lorsque le sol n'est pas saturé d'eau, c'est-à-dire lorsque la quantité d'eau sur le sol excède le taux

d'infiltration. Ce faisant, advenant une pluie diluvienne après une période de sécheresse, CLASS peut simuler un maximum de ruissellement beaucoup plus important que son prédécesseur. Soulignons enfin que le processus d'infiltration de l'eau dans les couches de sol se résout similairement à une équation de diffusion par le biais de l'équation 1D de Darcy.

### 1.3 Le bilan énergétique de surface (BES)

Le BES est simplement une application du principe de conservation d'énergie à la limite inférieure du modèle atmosphérique. Lorsque appliqué à la surface terrestre, le BES prend la forme suivante:

$$G = C_s \partial_t T_s = Q_* + Q_T - H_S - H_L - H_M \quad (1.23)$$

où  $G$  est le flux de chaleur interfacial,  $C_s$  est la capacité thermique effective du sol,  $Q_*$  et  $Q_T$  sont les flux radiatifs solaire et terrestre nets et  $H_S$ ,  $H_L$  et  $H_M$  sont les dégagements de chaleur sensible, latente et latente de fusion. En développant chacun des termes de droite de l'équation (1.23) excepté  $H_S$ , nous avons :

$$Q_* = (1 - \alpha_s) Q_{*in} , \quad (1.24)$$

$$Q_T = Q_{Tin} - Q_{Tout} , \quad (1.25)$$

$$Q_{Tout} = \sigma T_s^4 , \quad (1.26)$$

$$H_L = L_V E_L + L_S (E_F + E_n) , \quad (1.27)$$

$$H_M = L_f (M_F + M_n) . \quad (1.28)$$

L'équation (1.24) montre que le flux solaire net à la surface égale au flux solaire incident à la surface moins la portion de ce flux réfléchi par l'albédo de surface. Les équations (1.25) et (1.26) précisent simplement que le flux terrestre net à la surface égale le flux terrestre émis



par l'atmosphère et les nuages vers la Terre moins le flux radiatif émis par la Terre (égale à la loi de Stefan-Boltzman pour un corps considéré noir dans l'infra-rouge). Enfin, l'équation (1.27) stipule que le calcul du flux de chaleur latente dépend, à deux constantes près, du calcul des trois composantes du flux d'évaporation.  $L_v$  et  $L_s$  sont respectivement les chaleurs latentes de vaporisation et de sublimation. Enfin, le flux de chaleur latente de fusion peut s'exprimer comme la somme des taux de fonte de glace et de neige, multiplié par la chaleur latente de fusion  $L_f$ . L'équation (1.28) s'avèrera très utile lorsque nous tenterons d'évaluer  $H_M$  à partir des autres champs diagnostics du MRCC. Par convention, un flux énergétique négatif (positif) est un flux qui soutire (redonne) de l'énergie au sol. Similairement, un flux hydrique négatif (positif) est un flux qui soutire (redonne) de l'eau au sol. Nonobstant  $Q_*$ ,  $P$  et  $R$  qui sont toujours plus grands ou égaux à zéro, tous les autres flux peuvent prendre selon l'heure de la journée, la période de l'année et le point géographique considéré, des valeurs positives ou négatives. Enfin, précisons que la présence de signes négatifs dans l'équation (1.23) est reliée à la manière dont les variables  $H_s$ ,  $H_L$  et  $H_M$  sont exprimées, c'est-à-dire, comme des «dégagements» de chaleur causés respectivement par une surface plus chaude que l'air environnant, l'évaporation d'eau et la fonte de neige/glace (extraction de chaleur du sol).

Tel que souligné en introduction, le MRCC opérationnel résout le BES des points de terre par le méthode de force de rappel à une couche de sol. Cette méthode calcule une première température de surface contrainte uniquement aux forçages atmosphériques de l'équation (1.23), excluant  $H_M$ . Cette réponse aux forçages atmosphériques est ensuite amortie par le flux de rappel  $D$  :

$$D = C\omega(T_s - T_r). \quad (1.29)$$

où  $\omega$  est la fréquence diurne et  $T_r$ , la température de rappel. La capacité thermique effective  $C$  est égale à :

$$C = \sqrt{2\lambda_g c_g / \omega} \quad (1.30)$$

où  $\lambda_g$  est la conductivité thermique et  $c_g$  la capacité thermique volumétrique du sol. La résolution numérique de la température de surface est effectuée avec l'aide d'une différence finie avant du premier ordre. Cette méthode numérique a l'avantage d'être rapide et stable pour des incréments temporels inférieurs à 30 minutes. En contrepartie, elle ralentit le temps de réponse de la surface aux forçages à court terme (diurne), considérant que la température de surface au temps présent est obtenue par le biais des forçages atmosphériques calculés au pas de temps précédent. Finalement, la nouvelle température de surface calculée est corrigée, s'il y a lieu, par  $H_M$ . En comparaison, le régime thermique du sol dans CLASS est obtenu par la résolution numérique implicite de l'équation de conduction de la chaleur 1D. Contrairement à la méthode explicite du MRCC opérationnel, la méthode de résolution numérique implicite employée par CLASS (bissection) est plus coûteuse mais elle permet d'exprimer la température de surface au temps futur en fonction des flux au même instant, éliminant du même coup le retard de la température de surface sur les forçages atmosphériques diurnes. Là encore, des corrections sont appliquées à chacune des températures moyennes du sol selon s'il y a gel ou dégel dans la couche correspondante.

Ce cadre théorique avait pour objectif de décrire sommairement les versions opérationnelle et en développement du MRCC et de présenter leurs physiques particulières, avec accent sur les paramétrages de surfaces entrant directement dans la décomposition des BHS ou BES. Les bilans hydrique et énergétique de surface ont été définis dans leur forme la plus générale, puis spécifique à chacun des modèles. Une distinction notable entre les versions opérationnel et en développement du MRCC réside dans le choix du LSS et, pour circonscrire encore davantage, dans la complexité du régime hydrologique et le traitement explicite de la canopée modélisée par CLASS. Au chapitre 3, nous verrons comment ces modifications ont su apporter des résultats de simulations climatiques plus près des observations. Mais avant, le chapitre 2 discutera de la méthodologie employée pour comparer ces deux modèles, et du choix des données de comparaison.

## CHAPITRE II

# CADRE EXPÉRIMENTAL DE MODÉLISATION ET DE DIAGNOSTIC

Le présent mémoire de maîtrise vise à comparer et évaluer, dans un cadre expérimental régi par le protocole PIRCS-1c, les bilans énergétique et hydrique de surface des versions opérationnelle et en développement du MRCC avec les ré-analyses, analyses et observations disponibles sur les bassins-versants des fleuves Mississippi et Columbia. Cet énoncé comporte plusieurs segments-clés qui méritent d'être développés dans ce chapitre. Le **protocole PIRCS-1c** (section 2.1) constitue le cadre expérimental commun aux deux versions du MRCC qui permettra d'étudier la sensibilité de nouveaux paramétrages physiques sur la qualité des simulations des modèles. Les **bassins-versants du Mississippi et du Columbia** (section 2.2) se démarquent l'un de l'autre sous bien des points de vue : superficie, relief, végétation, climat, homogénéité, nordicité, etc. Des bassins aussi distincts profiteront à l'analyse qui en sera d'autant plus complète. Les **données climatologiques d'observations** (section 2.3) sont parmi les sources d'information climatologique les plus fiables actuellement. C'est pourquoi elles serviront de point de comparaison pour les champs de température à l'abri, taux de précipitation, couverture de neige et taux de ruissellement. En revanche, la majorité des flux de surface seront comparés à des **ré-analyses** ou des **analyses** (section 2.3) qui demeurent la première source de données climatologiques d'importance en terme de quantité d'information et la seconde en terme de fiabilité. Enfin, les sorties du MRCC contiennent la grande majorité des champs pronostics et diagnostics essentiels à

l'étude des **BHS** et **BES**. Parmi les différents flux de surface exprimés dans les équations (1.13) et (1.23), quatre ne se retrouvent pas dans les sorties diagnostiques du MRCC ( $\partial_t w$ ,  $H_L$ ,  $H_M$  et  $G$ ) et des efforts seront déployés pour tenter de les estimer (section 2.4).

## 2.1 Configuration expérimentale PIRCS-1c

Avec la progression et la multiplication des MRC au début des années 1990 naît une volonté de la part des groupes de modélisation régionale du climat de comparer leurs modèles entre eux sur les bases d'un cadre expérimental commun. Par cadre expérimental commun, nous entendons les mêmes domaine et période d'intégration, les mêmes conditions initiales et aux frontières latérales et la même résolution horizontale. Suite à ce consensus, un projet d'envergure internationale prénommé PIRCS est mis sur pied par l'Université de l'État de l'Iowa (USA) en 1994. L'objectif primordial du projet PIRCS est de fournir ce cadre expérimental unique pour évaluer la performance des MRC entre eux et les comparer aux climatologies d'observations. Les phases 1a et 1b du projet centrent leur expérimentation sur le bassin-versant du Mississippi (USA) pour une période estivale de 60 jours chacune durant les mois de mai, juin et juillet 1988 et 1993, le premier mois étant alloué au temps de relaxation des modèles. La phase 1c du projet se rapproche sensiblement d'une simulation climatique conventionnelle. Elle augmente la période d'intégration et prolonge le temps de relaxation alloué aux modèles pour espérer atteindre un régime plus équilibré du taux d'humidité en surface. Enfin, elle élargit le domaine d'intégration vers le sud afin qu'il puisse englober la totalité du golfe du Mexique où ont lieu d'importants transports d'humidité vers les plaines américaines.

La figure 0.1 de l'introduction présente le domaine d'intégration PIRCS-1c doté de 150 par 120 points de grille incluant une zone éponge de 9 points de grille. La zone libre à l'intérieur de laquelle les calculs diagnostics sont exécutés couvre la portion des États-Unis

comprise entre le Canada et le Mexique de même que la totalité du golfe du Mexique. La période d'intégration s'étend de janvier 1987 à décembre 1994, avec un temps de relaxation de six mois pour le MRCC opérationnel et, pour des raisons qui vous seront expliquées un peu plus loin, de 1 an pour la version en développement précédant la première date indiquée. La résolution horizontale de 45 km est exacte à 60° de latitude nord sur la grille polaire stéréographique et augmente à mesure que l'on se rapproche de l'équateur. On dénombre 18 niveaux d'épaisseurs verticales croissantes débutant à ~170 mètres en surface et atteignant 4 km au toit de l'atmosphère (~29 km). Le pas de temps de la simulation est de 15 minutes mais tous les champs diagnostics sont archivés aux six heures. Les deux versions du MRCC ont été pilotées latéralement et initialisées par les ré-analyses NRA1 (Kistler *et al.*, 2001). Originellement archivées aux six heures sur 28 niveaux sigma à la verticale avec une troncature triangulaire T62 (~210 km) à l'horizontale, les ré-analyses NRA1 ont été transformées et ramenées sur 17 niveaux de pression et T35 (~500 km) puis interpolées sur une grille latitude-longitude de 2.5° x 2.5° (~280 km) en vue d'être mises à la disposition des utilisateurs. Les données retenues sont exclusivement atmosphériques et comprennent les vents horizontaux, la température de l'air, la hauteur de géopotential et l'humidité relative. Le mouvement vertical du pilote atmosphérique n'est pas pris en compte aux frontières latérales du MRCC car le «saut» de topographie issu du passage de la faible à la haute résolution générerait un niveau de bruit suffisamment important pour contaminer les autres champs du modèle. Les données océaniques proviennent de la base de données AMIP II (*Atmospheric Model Intercomparison Project II*, Taylor *et al.*, 2000) qui fournit les moyennes mensuelles observées de température de surface océanique et de couvert de glace à la résolution latitude-longitude de 1° x 1°. Contrairement à d'autres bases de données climatologiques, les valeurs mensuelles de AMIP II ont également une variabilité inter-annuelle et par conséquent, concordent mieux avec les observations (Osseonon, 2004). Pour ce qui est du MRCC opérationnel, les températures de surface et couvertures de glace de AMIP II ont également été utilisées pour les Grands Lacs, bien que Taylor *et al.* (2000) spécifient que ces données sont issues d'extrapolation de données océaniques limitrophes. Le MRCC en développement considère quant à lui les Grands Lacs comme de simples points de terre, ce qui pourrait entraîner des biais d'humidité et de température dans la portion nord-est du bassin du Mississippi. Enfin, les champs variables (contenu en eau liquide et gelée du sol, température

du sol, couvert nival et vieillissement de la neige) servant à initialiser la ou les couches de sol proviennent d'une climatologie mensuelle issue de simulations effectuées avec le MCGC II ou III pour les versions opérationnelle et en développement, respectivement. Ces champs, tout comme les champs géophysiques fixes (topographie, végétations primaire et secondaire, albédos, rugosités de surface...), ont une résolution latitude-longitude de  $1^\circ \times 1^\circ$ . En terminant, toutes les données servant de conditions aux frontières ou initiale subissent l'une et/ou l'autre des transformations suivantes pour être utilisées par le MRCC : une première transformation à la verticale pour passer de la coordonnée de pression en niveaux Gal-Chen sur une grille décalée, une seconde transformation à l'horizontale permettant de ramener les données d'une grille latitude-longitude à la grille polaire-stéréographique décalée du MRCC et une dernière transformation pour connaître la valeur de chaque champ à tous les pas de temps. Ces transformations se font par interpolations linéaire ou cubique, selon le cas.

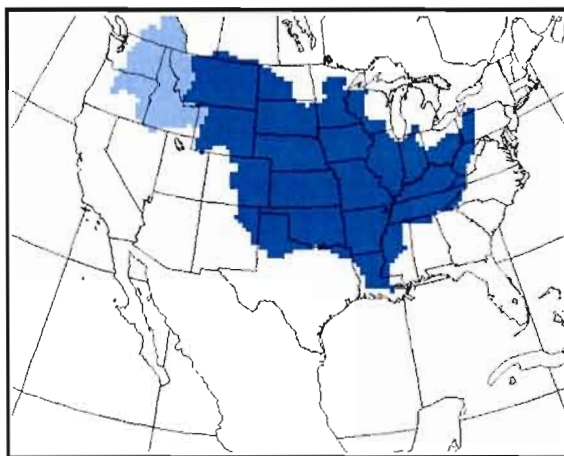
À l'époque où la phase 1c du projet PIRCS allait démarrer, la base de données climatologique du MCGC III utilisée pour initialiser les variables des couches de sol n'était disponible que pour un 1<sup>er</sup> janvier ou 1<sup>er</sup> avril. En contre-partie, le MRCC opérationnel devait se conformer au protocole PIRCS et ne pouvait modifier sa date de début de simulation du 1<sup>er</sup> juillet 1986. Par conséquent, il s'est avéré impossible de prescrire la même date de début de simulation pour les deux versions du modèle. Afin de s'assurer d'un maximum de temps de relaxation, la date du 1<sup>er</sup> janvier 1986 fut choisie pour débiter la simulation de la version en développement. L'aspect négatif à cette obligation est qu'une fraction indéterminée de la variabilité climatique que l'on aurait aimé attribuer entièrement à un changement de génération du module de physique peut provenir en réalité de la variabilité interne causée par les différences, aussi infimes soient-elles, dans les champs atmosphériques et de surface entre les deux versions du modèle au 1<sup>er</sup> juillet 1986. Le projet PIRCS-1c permettra l'analyse de données mensuelles climatologiques moyennées sur huit ans (1987-94). Les résultats de ces simulations moyennés sur plusieurs années feront diminuer la variabilité causée par le changement de conditions initiales entre versions du MRCC. Une analyse quantitative et rigoureuse de la variabilité interne du MRCC spécifique à des simulations multi-annuelles

comme celle du projet PIRCS-1c sort du cadre de ce mémoire mais fait actuellement l'objet de projets de recherche au sein du Réseau canadien MRC.

Le temps de relaxation ou d'ajustement d'un modèle climatique est analogue au temps requis à un système linéaire pour atteindre sa phase stationnaire. Pour le cas du système linéaire, la phase stationnaire est indépendante des conditions initiales du système. En revanche, la durée de la phase transitoire, et par le fait même du temps de relaxation, varie selon le type de système et son initialisation. Par exemple, un LSS multi-couches qui modélise l'infiltration de l'eau au sol aura un temps de réponse beaucoup plus lent qu'un simple réservoir qui accumule l'eau de pluie. Ce faisant, le dernier s'ajustera beaucoup plus vite à toutes perturbations que le premier. Par ailleurs, plus l'initialisation du modèle est proche de son état d'équilibre au même instant, plus court sera le temps de relaxation. La version en développement du MRCC utilisant CLASS a bénéficié d'un temps d'ajustement de 12 mois. Un rapport interne (Choux, 2004) montre que ce temps s'avère suffisant pour tous les flux hydriques de surface sur les bassins du lac St-Jean et Churchill Falls avec le même ensemble de conditions initiales de surface qu'utilisé dans le cadre de PIRCS-1c. Avec des conditions initiales de surface plus loin des valeurs normales saisonnières, Mackay *et al.* (2003) évaluent le temps de relaxation à 18 mois sur le bassin du fleuve Mackenzie avec le MRCC en développement et indiquent que ce temps pouvait augmenter selon l'emplacement géographique. Concernant le MRCC opérationnel, Laprise *et al.* (1998) concluent qu'en moins de 15 jours, les variables atmosphériques se sont ajustées à partir du même ensemble de conditions initiales utilisé ici. Cependant, ayant aussi remarqué que les champs de surface prenaient davantage de temps à s'équilibrer, ils ont préféré enlever les trois premiers mois de simulation. En définitive, il semble donc que les temps de relaxation alloués aux deux versions du MRCC soient justifiés et, jusqu'à preuve du contraire, suffisants.

## 2.2 Approche par bassin-versant

La figure 2.1 montre le domaine d'intégration PIRCS-1c sans la zone éponge avec les régions couvertes par les bassins hydrographiques du Mississippi et du Columbia. La base de données de Graham *et al.* (1999) à très haute résolution ( $5' \times 5'$  latitude-longitude) a été utilisée pour délimiter le bassin-versant du Mississippi. Celui du Columbia est tiré Graham *et al.* (1999) avec les rectifications de Comanor *et al.* (2000) pour soustraire, d'une part, les régions aériques et endoréiques du bassin et, d'autre part, la région en aval de la ville de The Dalles (Oregon) où se situe le dernier site de mesure de débit fluvial avant l'exutoire. Malgré la résolution plus faible du MRCC, la comparaison des aires de drainage du MRCC avec celles de Maurer et Lettenmaier (2001) ou de Vörösmarty *et al.* (1998), d'où l'on tire respectivement les valeurs de ruissellement observé pour les bassins du Mississippi et du Columbia, est de -0.7% et 0.3%, respectivement.



**Figure 2.1** Domaine PIRCS-1c non-piloté et bassins-versants des fleuves Mississippi (bleu foncé) et Columbia (bleu pâle) tel que représentés sur la grille polaire-stéréographique du MRCC.

Le tableau 2.1 dresse un portrait des principales caractéristiques climatiques et géophysiques qui distinguent les bassins-versants du Mississippi et du Columbia. La taille du bassin du Mississippi ( $3\,219\,000\text{ km}^2$ ) est largement suffisante pour obtenir un BHS



représentatif de la climatologie observée dans cette région du globe (Seneviratne *et al.*, 2004). En effet, plus grand est le bassin sur lequel on effectue les moyennes spatiales, moins l'erreur spatio-temporelle du passage des systèmes synoptiques est importante et plus grande est la marge de manœuvre du modèle. Certaines ré-analyses dont celle de ERA40 ont pu obtenir un BHS fiable sur une superficie aussi petite que  $1 \times 10^5 \text{ km}^2$ . Pour un modèle climatique autonome tel le MRCC, un BHS fiable devrait idéalement s'entreprendre sur un bassin de taille supérieure à  $1 \times 10^6 \text{ km}^2$  (Seneviratne *et al.*, 2004). L'aspect négatif relié à la grande taille du bassin du Mississippi demeure l'hétérogénéité de son relief, des accumulations annuelles de précipitation et de sa température. Ainsi, le relief est accidenté et les précipitations sont faibles à l'ouest du méridien  $100^\circ$  ouest et la neige est surtout présente au nord de la latitude  $40^\circ$  nord. La végétation reste la variable la plus homogène du groupe analysé avec plus de 78% du territoire composé de terres agricoles et d'herbes courtes. Au niveau atmosphérique, le bassin-versant du Mississippi est gouverné l'été par d'importants phénomènes convectifs de meso-échelles tandis que la circulation générale prédomine à l'hiver. Un avantage notoire de ce bassin, en comparaison avec celui du Columbia, est qu'il constitue la région centrale du domaine PIRCS-1c et, par conséquent, il peut se développer une climatologie régionale moins contrainte par les frontières latérales. Enfin, son fleuve est moins souvent endigué ou dévié, facilitant d'autant plus l'estimation du débit fluvial. En comparaison, le bassin du Columbia ( $616\,000 \text{ km}^2$ ) est 5 fois moins étendu que le Mississippi et, bien qu'il demeure certaines inhomogénéités à l'échelle régionale, il est plus homogène que ce dernier. En effet, le bassin du Columbia tel que délimité à la figure 2.1 (sans la portion côtière) jouit d'un climat continental et de précipitations abondantes à l'année longue, d'un relief accidenté et d'une végétation composée à 45% de forêts et 46% de terres agricoles, d'herbes courtes ou de toundra. En outre, la nordicité de ce bassin en fait un candidat idéal pour une étude du BHS liquide et gelé.

Le contraste de végétation entre les bassins du Mississippi et du Columbia se répercute sur la valeur moyenne de certains coefficients directement influencés par le couvert végétal. Par exemple, l'albédo de la canopée composite moyenné spatialement sur chacun des bassins diminue de 20% si l'on passe du bassin du Mississippi (0.31) à celui du Columbia (0.26).

Rappelons que ce coefficient influence directement le flux solaire net en surface. Ceci étant dit, la distinction majeure entre ces deux bassins demeure leur situation géographique et leur relief. D'une part, ces variables sont à la base de nombreuses différences au niveau des forçages atmosphériques et des champs de surface entre les deux bassins. D'autre part, le degré d'imprécision des principaux flux de surface, tant pour les simulations climatiques que pour les climatologies d'observations, augmente à mesure que le terrain devient accidenté. En effet, les paramétrages physiques des modèles climatiques sont souvent mal adaptés au relief accidenté, et les climatologies d'observations peuvent être biaisées davantage dans ces lieux par la localisation de la station météorologique qui recueille les observations (versant, creux ou crête de la montagne) et l'algorithme d'interpolation utilisé pour relier ces données.

**Tableau 2.1** Caractéristiques majeures des bassins-versants du Mississippi et du Columbia.

Caractéristiques	Bassins hydrographiques	
	Mississippi	Columbia
Superficie (km <sup>2</sup> )	3 219 000	616 000
Relief	Peu accidenté sur 80% du territoire	Accidenté
Température*	Continentale à tempérée	Continentale
Précipitation*	Abondante toute l'année à l'est de 100°O, faible à l'ouest de 100°O.	Abondante toute l'année en montagne
Végétation** (%)	a. 3 b. 13 c. 31 d. 47 e. 6	a. 37 b. 8 c. 8 d. 38 e. 9

\* D'après la classification des climats de Köppen. Climat continental : températures maximale > 10°C et minimale < -3°C. Climat tempérée : températures maximale > 10°C et minimale comprise entre -3 et 18°C.

\*\* a. forêt de conifères; b. forêt de feuillus; c. terres agricoles; d. herbes courtes, marécages ou toundra; e. sol nu ou terrain urbain. Classification tirée de Versegny *et al.* (1993).

### 2.3 Climatologies d'observations, ré-analyses et analyses disponibles

En introduction, il a été mentionné que les climatologies d'observations de Wilmott et Matsuura version 1.02 (Wilmott et Matsuura, 2001) et du *Climatic Research Unit* version 2.0 (Mitchell *et al.*, 2004) serviraient de point de comparaison pour les variables taux de

précipitation et température à l'abri simulées par les versions opérationnelle et en développement du MRCC. Par ailleurs, d'autres observations serviront à comparer les valeurs simulées de ruissellement. Sur le bassin du Mississippi, les estimés mensuels de ruissellement observé sont tirés des mesures de débits fluviaux et d'aires de drainage du USGS limités aux affluents en amont de Vicksburgs (Mississippi) et des calculs subséquents de Maurer et Lettenmaier (M&L, 2001) avec l'aide du modèle hydrologique VIC pour extrapoler ces valeurs à l'ensemble du bassin hydrographique. La période couverte est de 1988 à 2000, mais seule les années 1988-94 ont été conservées et une correction a été appliquée pour tenir compte de l'année 1987. Cette correction est basée sur le débit fluvial annuel de l'année 1987 par rapport à celui des années 1987 à 1994, tel que mesuré par le USGS à Vicksburg :

$$R_{M\&L,87-94} = R_{M\&L,88-94} \left[ 1 - 1/8 (R_{USGS,87-94} - R_{USGS,87}) \right] \quad (2.1)$$

Sur le bassin du Columbia, les estimés mensuels de ruissellement observé sont tirés des mesures de débits fluviaux du USGS entre 1987 et 1994 et du *River Discharge* version 1.1 (RivDis 1.1, Vörösmarty *et al.*, 1998) limités aux affluents en amont de The Dalles (Oregon). Les données historiques de RivDis 1.1 (1878–1989) ont été «naturalisées» par la A. G. Crook Company, c'est-à-dire qu'elles sont dépourvues de la majorité de leurs biais anthropiques (Nijssen *et al.*, 2001). Enfin, les analyses mensuelles d'épaisseur de neige proviennent de Brown *et al.* (2003) et couvrent la majeure partie du continent nord-américain à la résolution latitude-longitude de 0.25° x 0.25°. Les mesures, essentiellement distribuées au sud du 55<sup>ème</sup> parallèle nord, ont été interpolées à la résolution indiquée et corrigée par un modèle qui calcule la fonte et le vieillissement de la neige aux endroits où les observations se faisaient plus rares.

Actuellement, hormis pour la précipitation et le ruissellement, la meilleure alternative de comparaison des flux de surface simulés par le MRCC consiste à utiliser les champs diagnostics provenant des ré-analyses NRA1 sur 50 ans et ERA40 sur 40 ans. Toutes deux tirent profit du système d'assimilation de données à trois dimensions (communément appelé 3D-VAR) avec un cycle d'analyse de 6 heures. Dans le présent cadre expérimental, les ré-

analyses NRA1 servent à la fois d'outil de pilotage et de diagnostic du MRCC. La provenance, la résolution et l'imprécision des flux de surface des ré-analyses NRA1 ont déjà été abordés en introduction ainsi qu'à la section 2.1 de ce chapitre. Originellement archivées aux 6 heures sur 60 niveaux hybride-sigma à la verticale avec une troncature triangulaire de T159 (~85 km) à l'horizontale, les ré-analyses ERA40 ont été transformées et ramenées sur 23 niveaux de pression et une grille latitude-longitude de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (~280 km). Certains des paramétrages physiques de leur modèle climatique sont plus raffinés que ceux dont fait usage l'une ou l'autre des versions du MRCC, citons parmi ceux-ci les schémas de convection, de traînée d'ondes de relief, de nuage et de surface (ECMWF Data Server, 2003). Finalement, lorsque les flux radiatifs de surface seront examinés, nous ajouterons aux deux ré-analyses précédentes les analyses du *Surface Radiation Budget Release 2* (SRB2) présentées brièvement en introduction. Les données mensuelles globales sont disponibles entre 1984 et 1995 à la résolution latitude-longitude de  $1^\circ \times 1^\circ$ .

## 2.4 Décomposition des flux de surface

Les champs diagnostics extraits des simulations PIRCS-1c comprennent tous les membres de droite des équations (1.23), (1.24) et (1.25) pour ce qui est du BES et (1.13) pour le BHS, à l'exception des flux de chaleur latente  $H_L$  et latente de fusion  $H_M$ . Préalablement cumulés entre les périodes d'archivage, les champs diagnostics du MRCC sont ensuite moyennés mensuellement. Lorsque l'on cumule un champ mensuel sur plusieurs années, il est possible de produire une climatologie de ce mois. Les deux versions du MRCC exécutent également les diagnostics pour les champs  $w_L$ ,  $w_F$ ,  $n$ ,  $P_n$  et  $E_n$ . La précipitation convective  $P_C$  (liquide et solide) est aussi diagnostiquée par les deux versions du MRCC. Pour équilibrer le BES, le MRCC s'est doté d'une variable diagnostique additionnelle  $Q_g$  et qui, par définition, est calculée comme le résiduel des quatre principaux flux de chaleur :

$$Q_g = Q_* + Q_T - H_S - H_L . \quad (2.2)$$

Lorsqu'il est moyenné sur une journée, le flux de rappel ( $D$ ) s'annule et  $Q_g$  peut également s'exprimer de la manière suivante :

$$Q_g = G + H_M \quad (2.3)$$

Grâce à l'équation (2.2), il est possible de calculer  $H_L$  comme le résiduel des autres flux. Cela s'avère efficace pour le MRCC en développement mais non pour le MRCC opérationnel, la raison étant que dans cette version du modèle,  $Q_g$  n'est pas calculé avec le dégagement de chaleur latente tel que défini par l'équation (1.27) mais plutôt tel que  $H_L = L_v E$ , ce qui a tendance à sous-estimer quelque peu le flux résultant. Enfin, de façon similaire à  $Q_g$ ,  $\partial_t w$  a été calculé comme le résiduel des autres champs diagnostics du BHS.

Tel que spécifié au paragraphe précédent,  $H_M$  ne figure pas parmi les champs diagnostics du MRCC. Or il serait pertinent de pouvoir quantifier ce flux suite aux conclusions évoquées en introduction à l'effet qu'il doit imposer un déséquilibre énergétique assez important chez le MRCC opérationnel. Cependant, nous voulons éviter à tout prix d'utiliser les sorties brutes du MRCC avec les champs archivés à chaque pas de temps car cela entraînerait de lourds temps de calculs. La stratégie suivante a donc été adoptée. On isole d'abord les taux de fonte  $M_F$  et  $M_n$  en additionnant les équations (1.16) et (1.17) ensemble, ce qui donne :

$$(M_F + M_n) = P_n - (E_n + E_F) - \partial_t (n + w_F) \quad (2.4)$$

où ( $\partial_t w_F$ ,  $\partial_t n$ ) peuvent être calculés grossièrement en prenant la dérivée temporelle des variables ( $w_F$ ,  $n$ ) de chaque mois, avec l'aide d'une différence finie centrée. Le seul inconnu du membre de droite de l'équation (2.4) est  $E_F$ . En réécrivant l'équation (1.27) en fonction des sorties diagnostics du MRCC et sachant que  $L_S = L_v + L_f$ , on trouve :

$$H_L = L_v E + L_f (E_F + E_n). \quad (2.5)$$

En combinant l'équation résultante avec (2.2), on obtient finalement :

$$E_F = \frac{Q_g - (Q_* + Q_T - H_s) - L_v E - L_f E_n}{L_f}. \quad (2.6)$$

Toutes les variables de droite sont des sorties diagnostiques du MRCC. En insérant (2.6) dans (2.4), puis (2.4) dans (1.28), on trouve finalement  $H_M$ . Le flux de chaleur interfacial  $G$  ainsi que les taux de fonte  $M_F$  et  $M_n$  calculés séparément s'obtiennent aisément par la suite comme le résiduel des équations (2.3), (1.16) et (1.17). Évidemment, puisque  $H_L$  dans (2.2) n'est pas été calculé tel que dans l'équation (2.5), cette stratégie s'est avérée inefficace pour le MRCC opérationnel. L'alternative à ce problème a été de calculer  $E_F$  au prorata de la fraction de glace au sol moyennée sur le bassin considéré :

$$E_F = \delta_F (E - E_n) \quad (2.7)$$

où  $\delta_F$  est aussi une sortie diagnostique du MRCC. Ayant à présent un estimé de  $E_F$  pour la version opérationnelle, on peut calculer la valeur réelle de  $H_L$  avec l'équation (2.5). Nos résultats indiquent que cette erreur, qui dépend de la nordicité du bassin-versant considéré, peut s'élever jusqu'à un peu plus de 1 W/m<sup>2</sup> en moyenne annuellement. Avec cette nouvelle valeur de  $H_L$ , on peut obtenir un nouveau  $Q_g$  et ainsi calculer le flux de chaleur interfacial  $G$ . Normalement, si  $H_M$  est bien estimé, la moyenne annuelle de  $G$  devrait être égale à 0, c'est-à-dire que le sol ne se refroidit pas, ni se réchauffe au fil des ans. Cela est probant pour le MRCC en développement qui obtient un flux de chaleur interfacial de 1.3 et 0.1 W/m<sup>2</sup> pour les bassins du Mississippi et Columbia, respectivement. Nous supposons que ces erreurs proviennent du calcul grossier des dérivées temporelles  $\partial_t w_F$  et  $\partial_t n$ . Or avec le MRCC opérationnel, l'erreur commise est de 4.8 et 2.6 W/m<sup>2</sup> pour ces mêmes bassins, ce qui pourrait laisser croire à d'autres type d'erreurs.

Finalement, puisque nous ne possédions aucun des flux du bilan de glace au sol (équation (1.16)), il s'est avéré impossible de calculer le cycle annuel du flux  $H_M$  avec les ré-analyses ERA40. Cependant, le champ diagnostique  $M_n$  est fourni par ces ré-analyses. Sachant qu'annuellement sur les bassins du Mississippi et du Columbia  $\partial_t w_F \approx 0$ , nous avons que  $E_F \approx M_F$  et sachant qu'il y a peu de sublimation de la glace dans les modèles hydrologiques multi-couches (comme ceux de ERA40 ou du MRCC dev), le résiduel annuel de  $M_F$  risque d'être peu élevé. En somme, lorsque nous étudierons les bilans annuels climatologiques du BHS avec ERA40, on pourra poser qu'annuellement :  $H_M \approx L_f M_n$ .

En résumé, la méthodologie met en exergue divers choix expérimentaux faits dans le but de pouvoir valider nos résultats et atteindre nos objectifs généraux. Elle tente aussi de rassurer le lecteur quant au biais climatologiques qui pourraient être reliés à la variabilité interne du MRCC ainsi qu'à un hypothétique temps de relaxation inadéquat. Les BHS et BES seront effectués sur les bassins-versants du Mississippi et du Columbia. Le projet PIRCS-1c fournit le cadre expérimental commun aux deux versions du MRCC et l'analyse se concentre sur les cycles annuels des moyennes mensuelles climatologiques (1987–94) des principaux flux à la surface, incluant les flux de chaleur latente de fusion et ceux du bilan d'eau gelée. Les taux de précipitation et de ruissellement, la température à l'abri et le couvert de neige pourront être comparés avec les données climatologiques d'observation. Les flux radiatifs de surface seront comparés avec les analyses du SRB2 et les ré-analyses NRA1 et ERA40. Enfin, lorsque ce sera possible, les autres champs d'intérêts seront confrontés à la fois aux ré-analyses NRA1 et ERA40.

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS ET DISCUSSION

L'étude du climat requiert une certaine humilité en ce sens qu'elle n'apporte jamais de réponses complètes, ni de pleine satisfaction. Elle ne révèle que rarement l'origine première des phénomènes, mais vise plutôt à établir des liens entre eux. Elle nous dévoile des équilibres fragiles, et d'autres immuables. Le climat varie selon des cycles aux échelles multiples dont certains d'entre eux ne font qu'entamer leur première période d'oscillation. Il n'est jamais parfaitement similaire d'une fois à l'autre. Parfois même, il se brise et change de façon permanente l'ordre des choses. Ceci étant dit, l'étude du climat par le biais de modèles climatiques est une pratique de plus en plus répandue dans de nombreux pays à travers le monde. Elle possède de nombreux attraits, mais elle requiert un regard critique vis-à-vis les résultats et un perfectionnement constant. Il demeure essentiel d'une part, de connaître les biais des différents modèles climatiques et d'autre part, de lancer des hypothèses et proposer des pistes de solution afin de corriger ces biais. Enfin, il nous faut rendre compte du progrès et des avancements qui ont été réalisés pour chacun de ces modèles.

Ce chapitre intitulé *Résultats et Discussion* vise à répondre à ces objectifs dans les limites que nous imposent l'étude du climat. Dans ce but, nous procédons de façon méthodique et divisons notre analyse par bassin-versant et par bilan de surface en débutant avec les BHS et BES sur le bassin du Mississippi (section 3.1) suivi du Columbia (section



3.2). Pour chaque bassin-versant, un BHS et BES annuel présenté sous forme de tableau précède une analyse des cycles annuels climatologiques des BHS et BES pour les deux versions du MRCC. Les cycles annuels climatologiques des biais des flux hydriques et énergétiques par rapport aux observations ou ré-analyses de ERA40 sont également présentés. Le choix de ERA40 en tant que base de comparaison pour tous les flux de surface nonobstant les taux de précipitation et de ruissellement n'est pas arbitraire et, comme vous serez en mesure de le constater dans ce chapitre, résulte du meilleur comportement de ces ré-analyses comparativement à NRA1. Finalement, l'analyse par bassin-versant inclut les cycles annuels climatologiques des principaux flux de surface et variables météorologiques mettant en exergue les différences entre modèles. Nous traiterons notamment les champs  $ST$ ,  $DSTR$ ,  $P$ ,  $R$ ,  $Q_*$ ,  $Q_{T\text{ in}}$  et  $Q_{T\text{ out}}$ . Dans certains cas, nous aurons recours aux champs spatiaux saisonniers lorsque nous voudrions évaluer la représentativité spatiale des flux de surface ou comparer l'homogénéité des bassins étudiés. Finalement, la sous-section 3.2.1 examine le BHS gelé pour le seul bassin-versant du Columbia.

Dans les cinq bilans annuels climatologiques présentés dans ce chapitre, les chiffres en italique représentent des valeurs qui ont été calculées à partir des autres variables diagnostiques des modèles (ou ré-analyses). Par exemple,  $\partial_t w$  a été calculé comme le résiduel des trois autres flux hydriques du BHS et ce, pour les deux versions du MRCC ainsi que les ré-analyses NRA1 et ERA40. Cependant, pour bien comprendre que le terme d'ajustement n'a pas été pris en compte lors de ce calcul, les valeurs de  $\partial_t w$  des deux ré-analyses ont été mises entre parenthèses. En ce qui concerne le BES, les valeurs de  $H_M$  et  $G$  ont été mises en italique pour les deux versions du MRCC ainsi que les ré-analyses ERA40, suite aux calculs explicités à la section 2.4. Pour ce qui est de  $H_L$ , les deux ré-analyses offrent le diagnostic de cette variable tandis que les deux versions du MRCC ont fait usage de la procédure décrite à la section 2.4. Enfin, lorsqu'il en sera jugé convenable, un «meilleur estimé» du bilan climatologique sera proposé. La façon dont ce «meilleur estimé» a été évalué sera précisée chaque fois que mentionné.

### 3.1 Bassin-versant du Mississippi

Le tableau 3.1 dresse un portrait du BHS annuel climatologique simulé par les deux versions du MRCC versus les ré-analyses sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.13). Les observations y sont également ajoutées pour les taux de précipitation et de ruissellement. Du premier coup d'œil, on remarque que les bilans des ré-analyses ne ferment pas, à moins d'y ajouter leur terme respectif d'ajustement de l'humidité du sol. Autrement dit, afin d'équilibrer les BHS de ERA40 et NRA1, on ajoute en moyenne annuellement 0.2 et 0.3 mm/jour d'eau au sol respectivement via le terme d'ajustement. Selon Betts *et al.* (2003), ce terme est fortement positif (ajout d'eau au sol) à l'été, et légèrement négatif (soustraction d'eau au sol) à l'hiver et au printemps sur ce bassin. Les termes d'ajustement sont du même ordre de grandeur que les termes de ruissellement et viennent donc modifier passablement les bilans d'eau à la surface. Le MRCC op est celui qui surestime le plus la précipitation (+1.1 mm/jour), tandis que ERA40 la sous-estime d'environ 0.3 mm/jour. La précipitation annuelle du MRCC dev sur le Mississippi est celle qui se rapproche le plus des observations, avec une surestimation minime de 0.2 mm/jour. Annuellement, il est possible de supposer que  $E \approx P - R$  auquel cas notre «meilleur estimé» de l'évaporation moyenne sur le bassin du Mississippi égale  $P_{OBS} - R_{M\&L}$ , soit  $2.2 - 0.6 \approx 1.6$  mm/jour. De ce fait, tous les modèles et ré-analyses surestiment l'évaporation. Si cette eau restait sur terre, elle profiterait au ruissellement qui est sous-estimé presque partout et contribuerait à diminuer le taux d'humidité dans la couche limite planétaire.

La figure 3.1 présente les cycles annuels climatologiques du BHS pour les deux versions du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi, d'après l'équation (1.13). Le BHS étant conservé, l'addition de chacun des flux de droite de l'équation (1.13) égale à  $\partial_t w$ . À première vue, on constate que les taux de précipitation et d'évaporation estivale ont été réduits de 2 mm/jour et 1 mm/jour en passant du MRCC op au MRCC dev. L'écart entre les deux versions du MRCC à l'hiver est cependant beaucoup moins évident. Les courbes de

taux de précipitation et d'évaporation évoluent au même diapason et semblent fortement inter-reliées sur ce bassin. Ainsi, une augmentation du taux d'évaporation l'été est associée à une hausse de la précipitation. Brubaker *et al.* (1993) ont d'ailleurs estimé à 30% le recyclage estival de la précipitation sur une portion appréciable du bassin du Mississippi (défini comme la fraction de l'eau évaporée sur une région continentale donnée qui retombe en précipitation à l'intérieur de cette même région). Par ailleurs, la fonte de neige subite au mois de mars dans le MRCC dev et le ruissellement subséquent a fait devancer d'un mois le début de l'assèchement du sol comparativement au MRCC op.

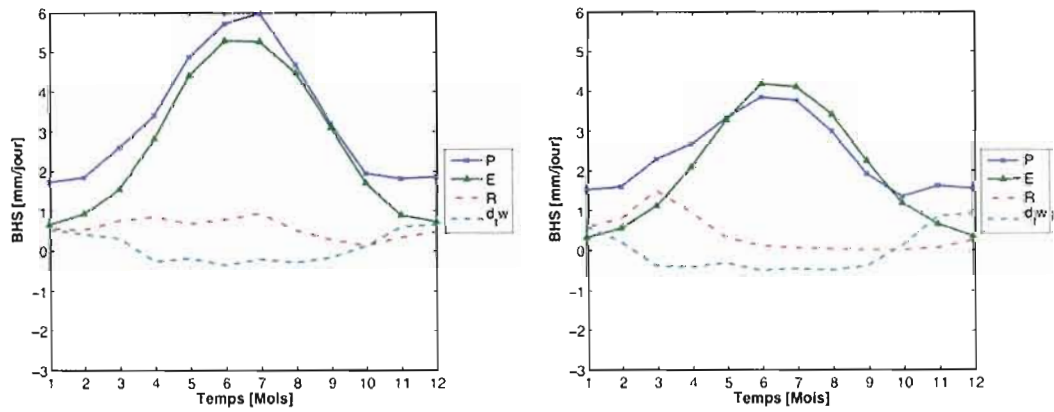
**Tableau 3.1** Bilan Hydrique de Surface (BHS) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.13).

Modèles/Ré-analyses/Obs	BHS (mm/jour)			
	$P$	$E$	$R$	$\partial_t w$
MRCC op	3.3	2.7	0.5	0.0
MRCC dev	2.4	2.0	0.4	0.0
ERA40	1.9	1.9	0.2	(-0.2)
NRA1	2.5	2.4	0.4	(-0.3)
CRU2	2.2			
WM1.02	2.2			
M&L			0.6	
USGS*			0.5	
Meilleur estimé	2.2	1.6	0.6	0.0

\* Vicksburg (Mississippi).

La figure 3.2 montre les biais climatologiques du BHS par rapport aux observations disponibles ( $P$  et  $R$ ) ou ré-analyses ERA40 dans tous les autres cas pour les deux versions du MRCC. Un biais positif (négatif) signifie une surestimation du flux calculé par le modèle par rapport aux observations ou ré-analyses. Tout d'abord, il faut noter que les biais de précipitation et d'évaporation du MRCC dev à l'été ont été réduits de plus de 60% comparativement au MRCC op. La raison principale de cette amélioration demeure l'ajout d'une résistance à la transpiration limitant le flux d'évaporation l'été et la sursaturation en humidité des basses et moyennes couches de l'atmosphère. Par-contre, le ruissellement est biaisé davantage dans la nouvelle version du MRCC. De mai à août, le biais de précipitation

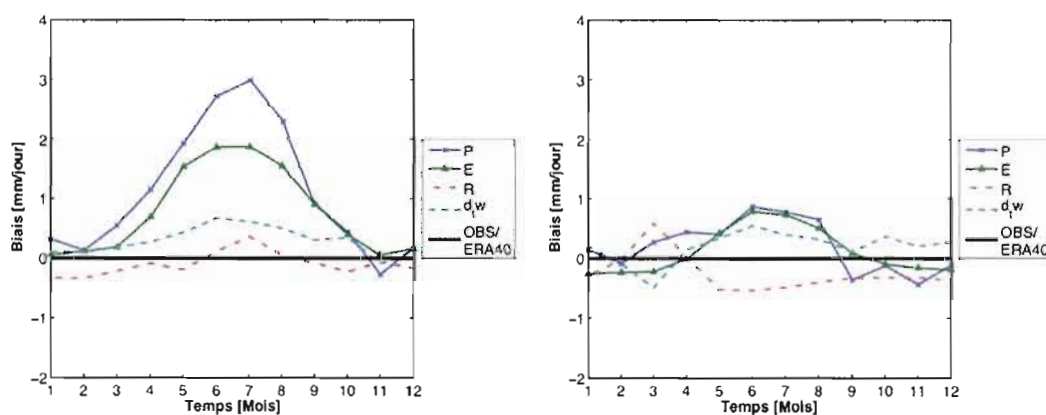
du MRCC dev est presque totalement compensé par le biais d'évaporation de tel sorte que le déficit de ruissellement est principalement causé par le sol qui ne draine pas l'eau à un rythme suffisamment élevé, d'où le biais positif de  $\partial_t w$ . Dans le cas du MRCC op, ce sont les précipitations estivales trop élevées qui freinent la perte d'humidité au sol. Rappelons toutefois qu'en moyenne annuellement, le terme  $\partial_t w$  des ré-analyses ERA40 est biaisé négativement de 0.2 mm/jour et conséquemment, l'aire sous la courbe du biais de  $\partial_t w$  ne donne pas zéro et ce, peu importe le modèle. Enfin, selon ERA40, le taux d'évaporation du MRCC dev serait trop bas à l'hiver, alors que celui du MRCC op semble bien estimé.



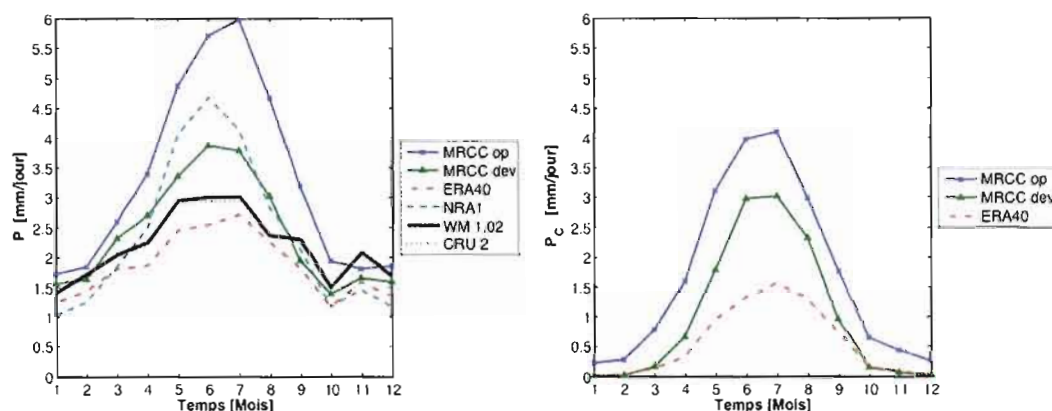
**Figure 3.1** Cycle annuel climatologique (1987-94) du BHS pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.13).

La figure 3.3 présente les cycles annuels climatologiques des taux de précipitation totale et convective pour les différents modèles, observations et ré-analyses sur le bassin du Mississippi. Oscillant entre 1.5 et 2 mm/jour durant la saison froide, le taux de précipitation totale observée à l'été s'élève à 3 mm/jour et se stabilise de mai à juillet. La concordance entre les deux climatologies d'observations (CRU2 et WM 1.02) sur ce bassin est quasi-parfaite, tandis qu'un léger biais négatif généralisé sépare ERA40 des observations. La précipitation convective de ERA40 se met à grimper dès le mois de mars pour atteindre en

juillet un taux maximal de 1.5 mm/jour sur l'ensemble du bassin. En somme, selon ERA40, la moitié de la précipitation l'été découlerait de la convection profonde. La situation est différente pour le MRCC op et MRCC dev pour qui la part de précipitation convective au mois de juillet équivaut à 67% et 79% de la précipitation totale sur ce bassin, respectivement. Le MRCC op dépasse largement le taux de précipitation observée pour la période entre mars et septembre et ces écarts proviennent essentiellement du biais de précipitation convective avec ERA40. De plus, tous les modèles, observations et ré-analyses excepté le MRCC op signalent en novembre une augmentation de la convergence d'humidité atmosphérique et de la précipitation. En comparaison au MRCC op, le biais positif de précipitation à l'été est grandement amélioré par le MRCC dev et est réduit de plus de 2 mm/jour en juillet. Ceci est sans conteste le fruit des paramétrages de la résistance à la transpiration par la canopée. On peut d'ailleurs constater à la figure 3.1 que le flux estival d'évaporation du MRCC dev est de 1 mm/jour moindre que celui du MRCC op. Pour les deux versions du MRCC, la surestimation de la précipitation est particulièrement visible sur la partie ouest du bassin du Mississippi (non-illustré), dans les régions où normalement les précipitations sont faibles. Finalement, les ré-analyses NRA1, avec lesquelles sont pilotées les deux versions du MRCC, sont biaisées positivement l'été et négativement l'hiver.



**Figure 3.2** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais de flux hydriques de surface par rapport aux observations et ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Mississippi.



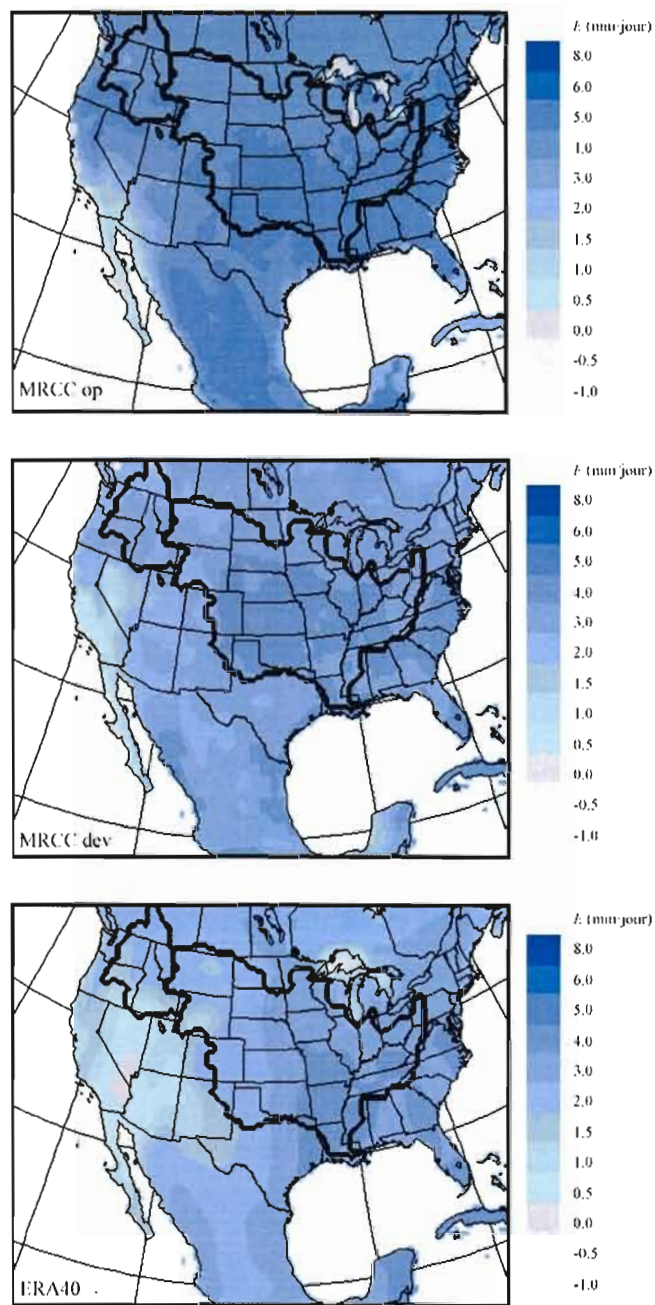
**Figure 3.3** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des taux de précipitation totale (gauche) et convective (droite) pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Mississippi.

La figure 3.4 montre les iso-contours d'évaporation totale sur terre pour le MRCC op, le MRCC dev et les ré-analyses ERA40 pendant la saison estivale. Nous y avons ajouté la délimitation des deux bassins sous investigation. Le but ici est d'étudier la force du lien qui unit l'évaporation au couvert végétal. Grâce à sa résistance stomatale qui varie en fonction du type de végétation, le MRCC dev montre une plus grande variation spatiale de l'évapotranspiration que son prédécesseur sur les deux bassins-versants considérés. Sur le Mississippi où prédomine les terres agricoles et l'herbe, la résistance de la canopée  $\Omega_c$  est typiquement du même ordre de grandeur que la résistance aérodynamique  $\Omega_a$  alors que sur le Columbia où plus du tiers du territoire est composé de conifères,  $\Omega_c$  peut certainement être d'un ordre de grandeur plus élevé que  $\Omega_a$  (Verseghy, 1996), d'où les plus faibles valeurs d'évaporation simulées sur ce bassin par le MRCC dev. En comparaison, le seul facteur d'évapotranspiration ( $\beta_s$ ) du MRCC op, dont l'impact est nul pour un sol saturé à 75% et plus, ne parvient pas à régionaliser l'évaporation en fonction du type de végétation. La variation spatiale de l'évapotranspiration du MRCC dev est toutefois moins apparente que celle de ERA40. Il est probable que la surestimation des précipitations du MRCC dev (tel que dans la partie ouest du bassin du Mississippi) amène l'évaporation du sol nu sous la canopée de même que l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée à devenir plus importante que



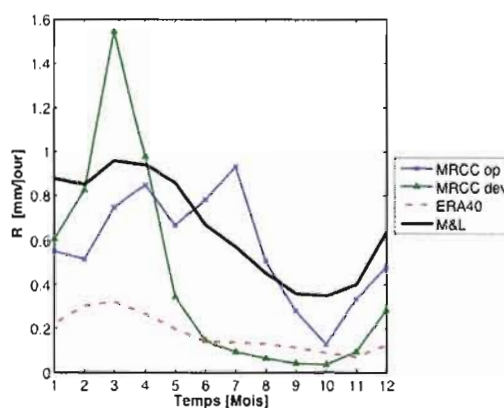
la transpiration de la canopée «sèche», minimisant en quelque sorte l'effet bénéfique de la résistance de la canopée et la régionalisation de l'évapotranspiration. Mentionnons enfin que l'évaporation excessive expérimentée par les deux versions du MRCC à certains endroits pourrait être causée par un couvert végétal inapproprié ou non-actualisé dans la base de données WHS.

La figure 3.5 présente le cycle annuel climatologique du taux de ruissellement pour les différentes versions du MRCC, les estimés mensuels de Maurer et Lettenmaier (M&L, 2001) et les ré-analyses ERA40. Le Mississippi est un long fleuve à faible dénivelé sur la majeure partie de sa course. Son débit est relativement régulier à l'année longue, la différence entre la période de crue (mars-avril) et la période creuse (automne) n'étant que de 0.5 mm/jour selon les estimés de M&L, comparativement à 1.2 mm/jour pour le fleuve Columbia (voir figure 3.15). Malheureusement, aucun des modèles ou ré-analyses ne parvient à représenter correctement le cycle annuel du taux de ruissellement sur le Mississippi. Suite à la fonte d'un couvert nival surestimé à 254% annuellement par rapport aux analyses de BROWN, le MRCC dev génère une importante crête de ruissellement au mois de mars suivi d'un large déficit d'eau de mai à décembre. Le même déficit à la même période est visible sur toute l'année pour ERA40. Après avoir analysé le BHS du bassin hydrographique du fleuve Mississippi avec les ré-analyses ERA40, Betts *et al.* (2003) concluent que l'eau de fonte au printemps, soustraite du sol par le terme d'ajustement, rend le ruissellement simulé beaucoup trop faible par rapport aux observations. Selon ces mêmes auteurs, le ruissellement simulé par ERA40 sur ce bassin, de par son lissage, provient exclusivement du drainage vertical dans le sol profond. Sans aucun doute, ce comportement est aussi observé chez le MRCC dev pour les mois de juin à novembre. Ne possédant pas de drainage vertical, la courbe de ruissellement du MRCC op est davantage brisée car celle-ci répond principalement à des phénomènes spontanés, dont la fonte de neige ou de fortes précipitations. On peut d'ailleurs voir apparaître deux maximums en avril et juillet correspondant à ces deux épisodes, respectivement.



**Figure 3.4** Iso-contours de l'évaporation terrestre climatologique (1987–94) durant la saison estivale (juin-juillet-août) pour le MRCC opérationnel (haut), le MRCC en développement (centre) et les ré-analyses ERA40 (bas) sur le domaine libre PIRCS-1c.

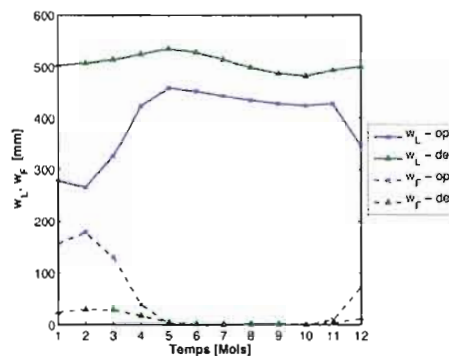




**Figure 3.5** Cycle annuel climatologique (1987–94) du taux de ruissellement pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations de M&L et ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Mississippi.

Quelle est la cause du taux de ruissellement estival anormalement bas simulé par le MRCC dev? Est-ce relié à un déséquilibre des flux hydriques ou serait-ce plutôt le résultat de paramétrages physiques inadéquats? Tel que montré à la figure 3.2, le biais climatologique d'évaporation estivale du MRCC dev est parfaitement compensé par celui de précipitation et par conséquent, le déficit estival de ruissellement proviendrait du sol dont la perte d'eau n'est pas suffisamment rapide. La figure 3.6 présente le cycle annuel climatologique du contenu en eau liquide et gelée pour les différentes versions du MRCC sur le bassin du Mississippi. Le MRCC dev modélise une parcelle moyenne du sol sur le bassin avec 500 mm d'eau liquide. Sur une année complète et en moyenne sur ce bassin, cette quantité varie de  $\pm 80$  mm. C'est donc dire que seulement 16% de l'eau contenue dans le sol du MRCC dev annuellement se fait recycler par la précipitation nouvelle, succionner par les racines de la canopée ou évacuer par le drainage vertical. Inévitablement, le 84% d'eau «emprisonné» dans le sol devrait subir des mouvements latéraux suivant la pente du terrain, exerçant une pression additionnelle sur l'eau adjacente et menant une partie de cette eau tôt ou tard dans un ruisseau, une rivière ou un fleuve. La solution à ce problème demeure la modélisation des écoulements latéraux de sous-surface qui, au meilleur de notre connaissance, ne sont modélisés dans aucun des LSS de modèles globaux ou régionaux jusqu'à ce jour, principalement pour des raisons de temps

de calcul informatique et de manque de données géographiques. Soulis *et al.* (2000) ont voulu remédier à ce problème en couplant leur modèle hydrologique WATFLOOD au schéma CLASS, lors d'expériences sur de petits bassins<sup>1</sup>. En plus de modéliser le ruissellement de surface (*microdrainage*) et le drainage vertical du sol profond, WATFLOOD y ajoute l'écoulement latéral hypodermique (*interflow*) limité à la première couche de sol de CLASS. Les auteurs croient que ce type de ruissellement serait au moins aussi important que le drainage vertical. De surcroît, améliorer le drainage horizontal de sous-surface revient à diminuer l'évaporation résultante du MRCC dev qui puise l'humidité principalement de la première couche de sol du schéma CLASS. Soulis *et al.* (2000) estime à 17% la réduction de l'évaporation l'été sur un sol nu grâce à l'ajout de ce type de ruissellement.



**Figure 3.6** Cycle annuel climatologique (1987–94) du contenu en eau liquide et gelée du sol pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi.

La figure 3.2 montre clairement qu'il persiste un biais positif d'évapotranspiration estivale chez le MRCC dev et jusqu'à maintenant, la seule modification proposée permettant de réduire  $E$  était d'augmenter  $R$  par le biais d'écoulements latéraux de sous-surface. Nous lançons ici une seconde hypothèse qui, si elle s'avérait juste, permettrait de rééquilibrer le BHS en entier. Sans connaître avec exactitude le nombre d'épisodes où il y a eu présence d'eau stagnante, il y a lieu de se demander si ce paramétrage dans le MRCC dev est

souhaitable. L'eau stagnante vient modifier les propriétés du sol et, selon Versegby (1991), cette façon de gérer l'eau de débordement par CLASS a prouvé son efficacité dans le MCGC permettant d'éviter un quelconque déficit d'humidité au sol ainsi qu'une surestimation des températures à l'abri à l'intérieur des continents. Ceci étant dit, la ligne entre un niveau d'humidité du sol convenable ou inadéquat reste très mince, notamment pour ce qui est de la première couche de sol de CLASS, et il semble que ce niveau soit crucial à l'équilibre hydrique en surface et dans l'atmosphère. L'idée derrière la modélisation de l'eau stagnante dans CLASS est que toute eau de débordement ne ruisselle pas instantanément vers une cellule adjacente ou vers l'océan mais est au contraire retenue ou du moins freinée par la basse végétation et la rugosité du sol. L'eau stagnante favorise grandement l'évaporation en désactivant ni plus ni moins la résistance du sol (l'humidité relative de l'air dans les pores de surface est automatiquement égale à 1). Cependant, elle n'affecte en rien l'albédo de surface. En guise d'exemple, sur une tuile entièrement recouverte de forêt, CLASS permet une profondeur d'eau stagnante maximale de 10 mm. Or, existe-t-il une forêt suffisamment plane pour y disposer un mince filet d'eau de 10 mm sur une superficie minimale de 2025 km<sup>2</sup> (soit la taille d'une tuile du MRCC)? Cette manière de procéder par CLASS soulève des questionnements quant à la justesse de ce paramétrage. Réduire les profondeurs maximales d'eau stagnante, notamment en forêt, permettrait peut-être d'améliorer l'équilibre hydrique en surface<sup>2</sup>.

Le tableau 3.2 présente le BES annuel climatologique simulé par les deux versions du MRCC, les ré-analyses ERA40, NRA1 et les analyses SRB2 (équation 1.23). Parmi les modèles, le MRCC dev obtient le plus bas flux solaire net à la surface. Dans le cas présent, ce résultat peut provenir de trois avenues différentes : un couvert nuageux excessif, un albédo de surface surestimé ou une absorption de la radiation solaire par l'atmosphère trop élevée, suite aux modifications de Barker et Li (1995). Une analyse mensuelle permettra de confirmer que la seconde avenue est probablement celle venant influencer le plus  $Q_s$  durant la saison froide. Sachant que le rapport  $R/E$  est largement sous-estimé chez les deux modèles, il est probable que le rapport énergétique équivalent, le rapport de Bowen  $H_s/H_L$ , soit lui aussi sous-estimé. L'équivalence entre ces deux rapports nous permet de comparer les valeurs annuelles

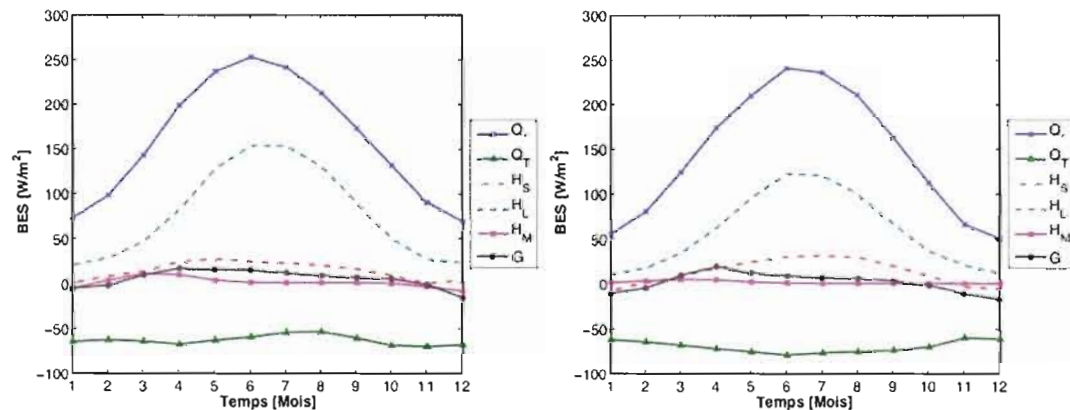
simulées avec celles observées. Sur le bassin du Mississippi, le rapport tiré des observations égale  $R_{M\&L}/E_{OBS} = 0.6/1.6 = 0.43$  alors que le rapport de Bowen équivalent chez le MRCC dev (MRCC op) est de 0.21 (0.17). Globalement, le rapport de Bowen calculé par les deux versions du MRCC n'équivaut qu'à la moitié de celui observé. En comparaison, le rapport de Bowen de ERA40 (0.49) est plus près du rapport  $R/E$  tiré des observations.

**Tableau 3.2** Bilan Énergétique de Surface (BES) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.23).

Modèles/Ré-analyses	BES (W/m <sup>2</sup> )						
	$Q_*$	$Q_{T\ in}$	$Q_{T\ out}$	$H_L$	$H_S$	$H_M$	$G$
MRCC op	160	311	375	78	13	0	5
MRCC dev	143	294	364	58	12	1	3
ERA40	154	310	376	55	27	1	5
NRA1	161	295	368	71	13		
SRB2	144	311	369				

Le tableau 3.2 donne aussi les valeurs annuelles de  $H_M$  pour les deux versions du MRCC et les ré-analyses ERA40. Le bassin du Mississippi n'étant gelé que dans sa moitié supérieure durant l'hiver, le dégagement de chaleur latente de fusion moyenné spatialement et annuellement reste peu élevé. Pour le MRCC op, la quantité de chaleur nécessaire pour faire fondre la neige au printemps équivaut parfaitement à celle fournie par le gel de l'eau à l'hiver, d'où la valeur nulle. Chez le MRCC dev et ERA40, la perte de chaleur du sol engendrée par la fonte de la neige dépasse légèrement le gain de chaleur causé par le gel de l'eau au sol, d'où la faible valeur positive de  $H_M$ . Le flux de chaleur emmagasinée  $G$ , qui devrait normalement égalé zéro annuellement, est biaisé positivement pour chacun des modèles et ré-analyses. Il n'y a pas de raisons précises qui puissent expliquer ce constat. Nous croyons que ce biais peut provenir des erreurs issues des calculs statistiques des moyennes mensuelles climatologiques pour chacun des autres champs énergétiques avec lequel est calculé  $G$ . Il peut également provenir des approximations faites sur les différences finies centrées mensuelles des champs  $\partial_t w_F$  et  $\partial_t n$  dans le but d'obtenir  $H_M$ .

La figure 3.7 présente les cycles annuels climatologiques du BES pour les deux versions du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.23). Rappelons que l'addition de chacun des flux de droite de l'équation (1.23) égale à  $G$ . Durant les mois d'hiver, le flux solaire net à la surface du MRCC dev est de  $25 \text{ W/m}^2$  inférieur à celui du MRCC op. Contrairement au MRCC op, le MRCC dev simule à l'hiver une absorption de chaleur sensible par le sol ainsi qu'un dégagement de chaleur latente réduit de près de  $10 \text{ W/m}^2$ . Le dégagement de chaleur latente de fusion du MRCC op est négatif de novembre à janvier et positif de février à avril. Celui du MRCC dev est légèrement négatif en novembre-décembre et positif de janvier à mai. Tel qu'attendu, les réchauffement et refroidissement du sol les plus intenses ont lieu en avril et décembre respectivement, et ce pour les deux modèles.



**Figure 3.7** Cycle annuel climatologique (1987-94) du BES pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Mississippi (équation 1.23).

Le tableau 3.3 et la figure 3.8 montre les valeurs et les cycles annuels climatologiques de température à l'abri (ST) et d'écart diurne de température à l'abri (DSTR) tel que simulé par les modèles, ré-analyses et observations sur le bassin du Mississippi. Parmi les modèles, le MRCC dev simule le plus faible ST avec une moyenne annuelle de  $9.9^\circ\text{C}$  comparativement à  $11.1^\circ\text{C}$  pour CRU2. Le biais froid du MRCC dev est surtout ressenti d'octobre à avril, soit

aux moments où surviennent les premières neiges au nord de ce bassin et où se terminent la saison froide dans ces mêmes contrées. Les observations de WM1.02 et les ré-analyses ERA40 sont pratiquement superposées sur celles du CRU2, bien que le premier soit légèrement plus froid et le second légèrement plus chaud tout au long de l'année. Enfin, les ré-analyses NRA1 sont largement biaisées négativement sauf lors des mois d'août et septembre.

**Tableau 3.3** Champs annuels climatologiques (1987–94) de température à l'abri (ST) et d'écart diurne de température à l'abri (DSTR) sur le bassin-versant du Mississippi.

Modèles/Ré-analyses/Obs	ST	DSTR
	°C	°C
MRCC op	11.4	6.7
MRCC dev	9.9	11.5
ERA40	11.4	
NRA1	10.0	
CRU2	11.1	13.6
WM1.02	10.9	

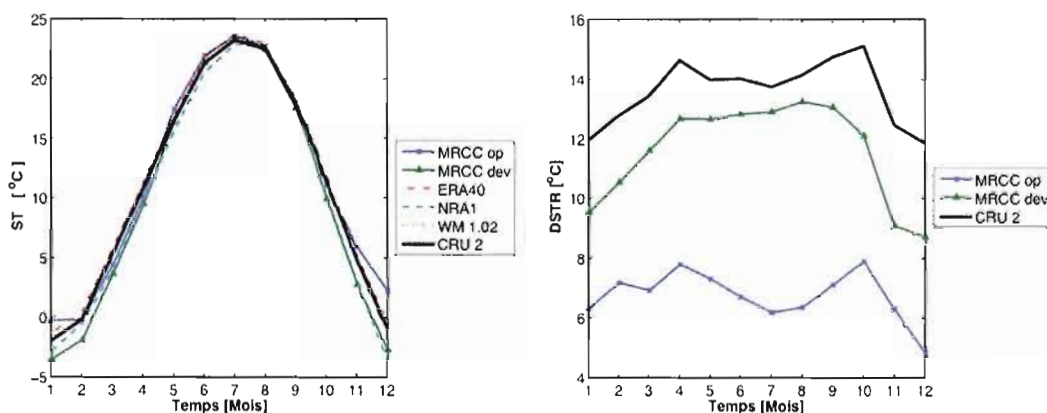
La température à l'abri du MRCC op oscille autour des observations et donne annuellement une moyenne légèrement surestimée par rapport à CRU2. En effet, le biais froid simulé entre mars et avril, causé par le dégel d'un surplus de glace au sol, est compensé par un biais chaud issu du gel excessif de l'eau au sol de novembre à janvier sur le bassin du Mississippi. Les biais sont de l'ordre de +3°C en période de gel et de -1°C en période de dégel, par rapport à CRU2. Ceux-ci s'expliquent par la simplicité du modèle hydrologique BB et la façon dont sont paramétrés les changements de phases liés à la fonte ou au gel de l'eau au sol. L'explication qui suit ne considère que la période de gel, celle reliée à la période de dégel étant précisément le processus inverse. Le schéma BBFR ne permet pas à la température de surface  $T_s$  de descendre sous le point de congélation tant et aussi longtemps qu'il restera de l'eau sous forme liquide dans le réservoir de sol. Lorsque survient une telle baisse de  $T_s$  et qu'il reste suffisamment d'eau liquide au sol, un changement de phase de liquide/solide s'opère de façon à ce que le dégagement de chaleur latente de fusion résultant puisse ramener  $T_s$  au point de congélation. Or, le schéma BBFR ne possède qu'un seul

réservoir d'eau au sol. Il en résulte lors du gel complet du réservoir d'eau liquide un dégagement de chaleur latente de fusion plus que suffisant pour stabiliser artificiellement  $T_s$  au point de congélation, alors qu'il devrait normalement se situer sous cette valeur, d'où le biais chaud de ST. Cette procédure retarde d'autant plus l'arrivée du premier couvert de neige permanent, ce qui diminue l'albédo de surface et maintient un flux radiatif solaire net ainsi qu'un taux d'évaporation relativement élevé. CLASS procède de la même manière que son prédécesseur pour ce qui est des changements de phase liquide/solide, excepté qu'il le fait séparément pour chacune de ses couches de sol. Autrement dit, pour que la température de surface chute sous le point de congélation, CLASS attend que l'eau de la première couche de sol soit gelée. Une fois gelée, CLASS attend que l'eau de la seconde couche de sol soit gelée avant que la température à l'interface entre la première et la deuxième couche de sol puisse à son tour descendre sous le point de congélation, et ainsi de suite. Puisqu'il modélise les processus d'infiltration de l'eau entre les couches de sol et de drainage vertical à la limite inférieure du sol, CLASS permet une meilleure répartition de l'eau à travers ses trois couches de sol. De plus, la couche de surface de CLASS ne fait que 0.1 m et ne peut donc emmagasiner qu'un volume limité d'eau. Conséquemment,  $T_s$  et ST peuvent osciller rapidement au-dessus et en-dessous du point de congélation.

Malgré son biais relativement grand de ST, le MRCC dev représente plutôt bien l'écart diurne de cette même température. Avec une moyenne annuelle de 11.5°C, il se démarque nettement du MRCC op (6.7°C) mais reste inférieur aux observations du CRU2 (13.6°C), principalement l'hiver où le modèle éprouve de la difficulté à représenter les maximums diurnes hivernaux de température à l'abri (Biner et Caya, 2004). Dans l'ensemble, le MRCC op n'arrive pas à simuler correctement le DSTR, résultant en un écart diurne deux fois moindre par rapport aux observations. D'après Versegny (1996), ces faibles valeurs de DSTR sont la conséquence d'un amortissement trop contraignant de  $T_s$  par le flux de rappel  $D$  mais surtout, du retard de  $T_s$  aux forçages atmosphériques résultant de la méthode de différenciation explicite. Nous ajoutons à ces facteurs issus des choix de régime thermique et de méthode numérique employés diverses causes saisonnières. Durant la période de gel, le



flux  $H_M$  tempère le DSTR en augmentant la température minimale de surface la nuit. C'est d'ailleurs durant le mois de décembre que le DSTR du MRCC op est le plus faible, avec une valeur égale à 40% de la valeur observée. Ce pourcentage chute à 25% de la valeur observée sur le bassin du Columbia pour le même mois et avec le même modèle. Inversement, en période de dégel,  $H_M$  tempère DSTR en diminuant la température maximale de surface le jour. L'été, le dégagement de chaleur latente excessif contribue significativement à diminuer la température maximale diurne. Ceci étant dit, un aspect bien simulé par le MRCC op sont les maximums mensuels de DSTR, observés sur le bassin du Mississippi durant les mois d'avril et octobre. En effet, c'est durant ces périodes de début et de fin de saison froide qu'il y a le plus d'occurrences de journées chaudes et de nuits fraîches.



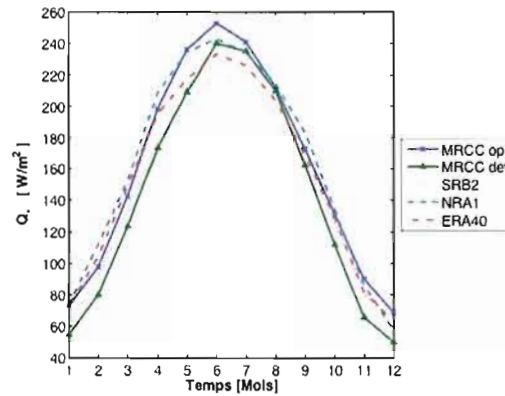
**Figure 3.8** Cycles annuels climatologiques (1987–94) de la température à l'abri (ST, gauche) et de l'écart diurne de température à l'abri (DSTR, droite) des versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Mississippi.

La figure 3.9 présente le cycle annuel climatologique du flux solaire net à la surface pour les deux versions du MRCC, les analyses SRB2 et les ré-analyses ERA40 et NRA1. On note un écart important du flux solaire net à la surface entre les deux versions du MRCC lors des mois où il y a présence d'un couvert nival chez le MRCC dev dans la partie nord du bassin, soit d'octobre à mai. Sachant que ce dernier surestime le couvert nival et que le



MRCC op le représente bien lorsqu'ils sont comparés avec les analyses de BROWN (non-illustré), nous concluons que le MRCC dev sous-estime  $Q_s$  durant la saison froide et que le  $Q_s$  du MRCC op semble être bien simulé. En outre, les résultats du SRB2, qui semblent sous-estimer  $Q_s$  par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1, sont corroborés par ceux de Stackhouse *et al.* (2000) qui trouvent qu'en moyenne sur le continent nord-américain,  $Q_s$  est sous-estimé d'environ 2% en janvier et 5% en juillet.

Attardons-nous maintenant aux mois sans neige (juin à septembre) et évaluons si les modifications de Barker et Li (1995) sur la plus grande absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère ont un impact visible sur le flux solaire net de surface simulé par le MRCC dev. Durant l'été, le  $Q_s$  du MRCC dev est de  $8 \text{ W/m}^2$  inférieur en moyenne au MRCC op, alors que le couvert nuageux total du MRCC dev est sensiblement moindre que celui du MRCC op. Le tableau 3.4 donne les pourcentages de couvert nuageux intégré à la verticale des deux versions du MRCC pour les saisons estivale et hivernale sur le bassin du Mississippi. Ce tableau permet de confirmer que, durant la saison estivale, le couvert nuageux moyen du MRCC dev est de 11% inférieur à celui du MRCC op. Or un plus faible pourcentage du couvert nuageux, également distribué entre le jour et la nuit, devrait normalement résulter en un flux solaire net supérieur, ce qui n'est pas le cas ici. Il semble donc approprié de conclure que cet excédent de flux solaire qui aurait dû percuter la surface a été en réalité absorbé par l'atmosphère, suite aux modifications de Barker et Li (1995). Sur le bassin du Mississippi, cet impact est jugé positif car le flux solaire net estival du MRCC dev se rapproche des ré-analyses NRA1 et ERA40 alors que celui du MRCC op semble être surestimé.

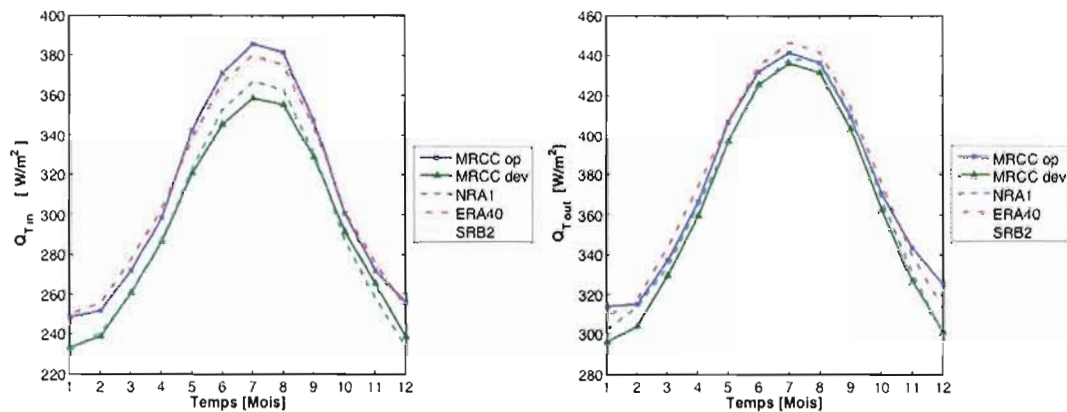


**Figure 3.9** Cycle annuel climatologique (1987–94) du flux radiatif solaire net pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Mississippi.

L'intensité du flux terrestre incident à la surface est fortement liée au pourcentage de couvert nuageux, généralement opaque au rayonnement infrarouge. La figure 3.10 présente les cycles annuels climatologiques des flux terrestres incident et émis à la surface pour les deux versions du MRCC, les analyses SRB2 et les ré-analyses ERA40 et NRA1. Le MRCC op surestime légèrement  $Q_{T\text{ in}}$  à l'été dû à un couvert nuageux élevé (64%) en comparaison avec le MRCC dev (53%). Le biais positif de  $Q_{T\text{ out}}$  l'hiver est directement relié au fait que le MRCC op maintient artificiellement la température de surface au point de congélation durant la période de gel. En comparaison avec le MRCC op, le MRCC dev simule un  $Q_{T\text{ in}}$  beaucoup plus bas à l'année longue. À l'été, ce phénomène est principalement causé par un couvert nuageux moindre. À l'hiver, l'écart de  $Q_{T\text{ out}}$  entre les deux versions du MRCC se creuse et force le MRCC dev à maintenir un faible  $Q_{T\text{ in}}$ . Enfin, on note au tableau 3.4 une légère tendance à la hausse (baisse) du couvert nuageux en passant de l'été à l'hiver pour le MRCC dev (MRCC op). Sachant que les systèmes nuageux synoptiques sont davantage présents en hiver sur ce bassin et qu'ils laissent place aux phénomènes de méso-échelle en été, il est probable que la tendance indiquée par le MRCC dev soit la bonne.

**Tableau 3.4** Couvert nuageux climatologique (1987–94) intégré à la verticale (%) sur le bassin-versant du Mississippi.

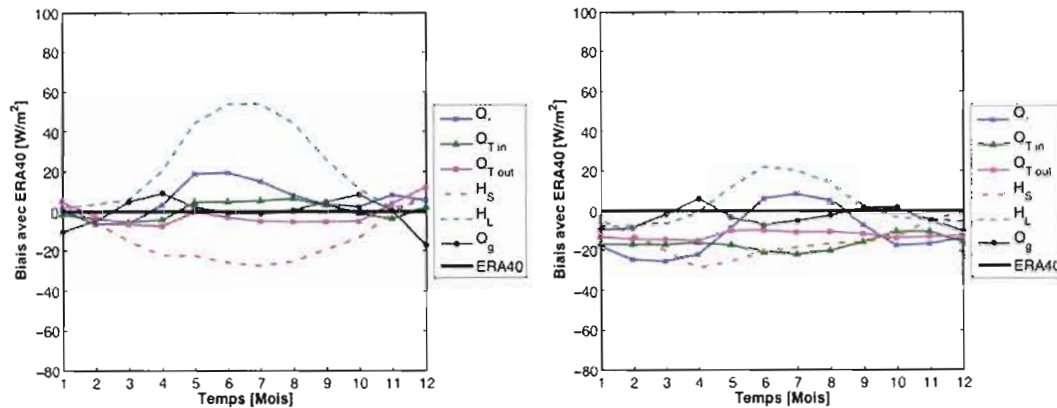
Modèles	Été	Hiver
	%	%
MRCC op	64	50
MRCC dev	53	58



**Figure 3.10** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des flux radiatifs terrestre incident (gauche) et émis (droite) à la surface pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Mississippi.

La figure 3.11 présente les biais climatologiques du BES par rapport aux ré-analyses ERA40. Nous avons pris soin de séparer le flux terrestre net en ses deux composantes, mais avons réuni  $H_M$  et  $G$  afin de pouvoir calculer le biais du flux  $Q_g$  avec ERA40. Le biais estival de dégagement de chaleur latente du MRCC dev est considérablement réduit comparativement à celui du MRCC op. Par-contre, tous les flux radiatifs sont biaisés davantage dans la nouvelle version du MRCC. Bien qu'il soit encore plus imposant sur le bassin du Columbia, le biais de flux de chaleur sensible pour chacune des versions du MRCC est extrêmement élevé sur les deux bassins analysés, hormis l'hiver. À l'été, le grand responsable de ce biais reste la surestimation de  $H_L$ . En revanche, à l'hiver, le MRCC op surestime largement la température à l'abri alors que  $H_L$  n'est que légèrement surestimé, de tel sorte qu'il y a surestimation de  $H_S$ . Finalement, on peut constater que le biais froid du

MRCC dev, surtout ressenti d'octobre à avril, résulte d'un déficit du flux solaire net de surface.



**Figure 3.11** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais de flux énergétiques de surface par rapport aux ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Mississippi.

### 3.2 Bassin-versant du Columbia

La petitesse, le relief accidenté et la saison froide prolongée font du bassin-versant du Columbia une région délicate pour la simulation climatique. De tous les biais climatologiques de flux de surface ou de variables météorologiques que nous analyserons au cours de cette section, tous sans exception se voient amplifiés sur ce bassin en comparaison avec le bassin du Mississippi. Les différences entre versions du MRCC ou entre observations se voient aussi amplifiées. Seul quelques écarts entre ré-analyses demeurent inchangés ou parfois même réduits, notamment pour la précipitation et le flux solaire net en surface. Enfin, n'oublions pas que le bassin du Columbia, tel que nous l'avons délimité à la figure 2.1, ne couvre pas la

portion côtière et recule dans les terres à plus de 220 km du littoral. Cette situation peut venir déjouer notre première intuition qui nous porterait à croire, par exemple, que les températures à l'abri sont plus clémentes, le couvert nival moins épais ou le couvert nuageux plus présent que ce qui sera présenté ici.

Le tableau 3.5 dresse un portrait du BHS annuel climatologique sur le bassin-versant du Columbia simulé par les deux versions du MRCC versus les ré-analyses et les climatologies d'observations (équation 1.13). Encore une fois, on remarque que le BHS des ré-analyses ne ferme que si on lui ajoute le terme d'ajustement de l'humidité du sol. Le MRCC op surestime largement la précipitation annuelle (+2.6 mm/jour) par rapport aux observations du CRU2, tandis que le MRCC dev réduit cet écart de moitié. La précipitation annuelle de ERA40 sur le Columbia est celle qui se rapproche le plus des observations, avec des surestimations de 0.1 et de 0.3 mm/jour selon CRU2 et WM1.02, respectivement. En prenant comme observations «réelles» celles de CRU2 et de RivDis1.1 naturalisé, notre «meilleur estimé» de l'évaporation annuelle sur ce bassin égale à  $1.4 - 0.7 \approx 0.7$  mm/jour, ce qui est deux fois moindre que celle observée sur le Mississippi. Ici encore, tous les modèles et ré-analyses surestiment largement l'évaporation. De fait, tous les flux du BHS simulés par l'une ou l'autre des versions du MRCC semblent gonflés par rapport aux observations, ce qui dénotent des problèmes de nature atmosphérique. Il se peut qu'il y ait surestimation de la convergence atmosphérique d'humidité, entraînant une surabondance de la précipitation et, par conservation, des deux autres flux hydriques de surface. Soulignons en terminant que le ruissellement annuel simulé par les deux ré-analyses est exact, au prix d'un bilan qui ne ferme pas.

La figure 3.12 présente les cycles annuels climatologiques du BHS pour chacune des versions du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.13). Sur ce bassin, les courbes d'évaporation et de précipitation sont beaucoup moins corrélées entre elles. Ainsi, une diminution de l'évaporation n'implique pas nécessairement une diminution de

précipitation. Conséquemment, l'advection de précipitation et la dynamique grande échelle jouent un rôle essentiel dans la production de la précipitation, notamment d'octobre à mars. La variation du contenu en eau du sol est également beaucoup plus importante (et peut-être surestimée) sur ce bassin, particulièrement pour le MRCC dev au printemps et vers la fin de l'automne. En outre, on voit clairement que la pointe de ruissellement (précipitation) du MRCC dev en avril (novembre) assèche (hydrate) le sol. Enfin, la cassure freinant la baisse du taux d'évaporation du MRCC op au mois d'octobre est probablement favorisée par les chaudes températures de surface amplifiées artificiellement par le flux  $H_M$ . À cette même époque, la canopée du MRCC dev referme ses stomates et les premières neiges demeurent sur une surface qui gèle rapidement, empêchant toute évaporation au sol et limitant la sublimation neigeuse par manque d'énergie disponible. Ceci explique la chute continue de  $E$  pendant l'automne.

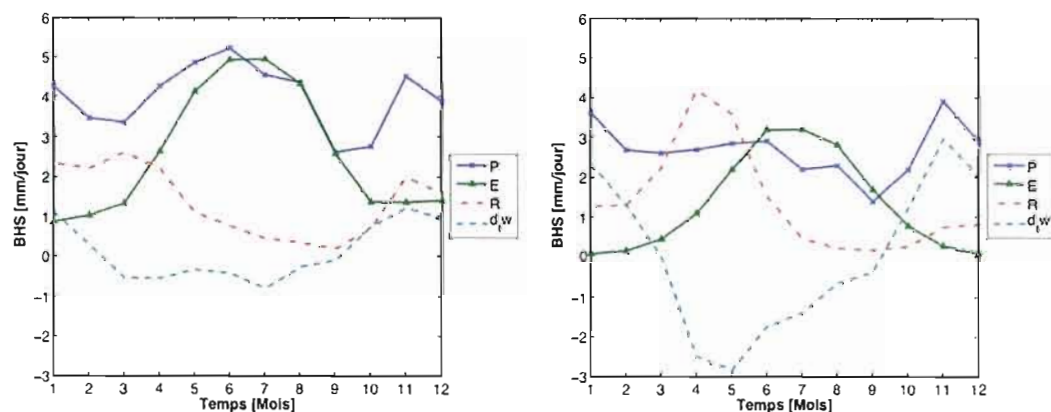
**Tableau 3.5** Bilan Hydrique de Surface (BHS) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Columbia\* (équation 1.13).

Modèles/Ré-analyses/Obs	BHS (mm/jour)			
	$P$	$E$	$R$	$\partial_t w$
MRCC op	4.0	2.6	1.4	0.0
MRCC dev	2.7	1.3	1.4	0.0
ERA40	1.5	1.2	0.7	(-0.4)
NRA1	2.0	1.6	0.7	(-0.3)
CRU2	1.4			
WM1.02	1.2			
USGS			0.6	
RivDis 1.1 naturalisé			0.7	
Meilleur estimé	1.4	0.7	0.7	0.0

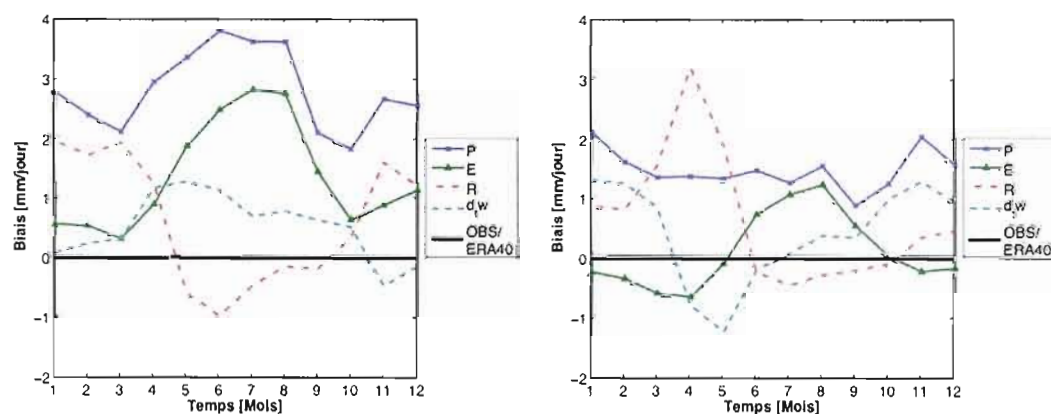
\* Limité aux affluents en amont de The Dalles (Oregon).

La figure 3.13 montre les biais climatologiques du BHS pour les deux versions du MRCC par rapport aux observations disponibles ( $P$  et  $R$ ) ou ré-analyses ERA40 dans tous les autres cas. Encore une fois, les taux d'évaporation et de précipitation du MRCC dev sont moins biaisés que ceux du MRCC op et ce, particulièrement l'été. En juillet, ces biais diminuent respectivement de 2 et 2.5 mm/jour en passant du MRCC op au MRCC dev. En

revanche, le taux de ruissellement printanier du MRCC dev est biaisé davantage. Durant l'été, le taux d'évaporation du MRCC op et la faible perte d'eau du réservoir de sol parviennent à compenser le biais positif de précipitation, créant ainsi un déficit du taux de ruissellement.



**Figure 3.12** Cycle annuel climatologique (1987–94) du BHS pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.13).

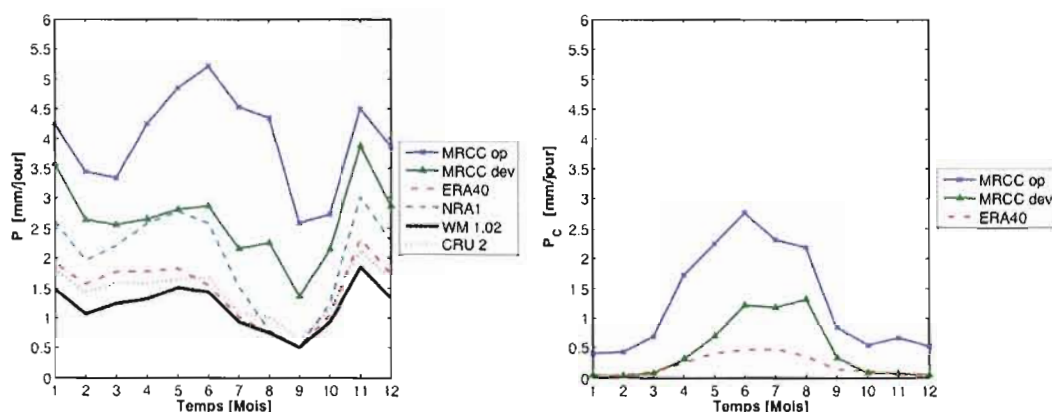


**Figure 3.13** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais de flux hydriques de surface par rapport aux observations et ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Columbia.



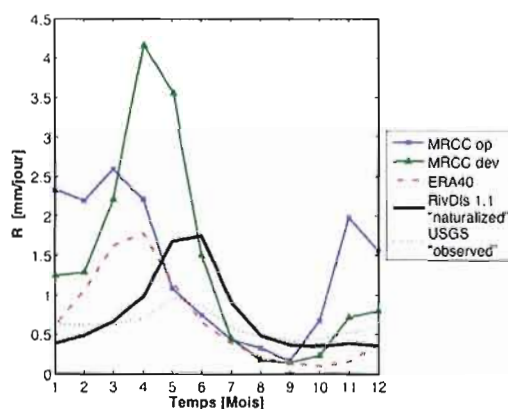
Tel que montré en aperçu dans la méthodologie, la précipitation sur le bassin-versant du Columbia diffère de celle sur le Mississippi. Moins convective, elle est deux fois moins intense durant l'été mais comparable durant l'hiver. La figure 3.14 montre les cycles annuels climatologiques de taux de précipitation totale et convective pour les deux versions du MRCC comparativement aux ré-analyses et observations disponibles sur le bassin du Columbia. Les précipitations observées de même que celles simulées par les ré-analyses ERA40 sur ce bassin se maintiennent entre 1 et 2 mm/jour toute l'année nonobstant le mois de septembre où l'on note une plus faible convergence atmosphérique d'humidité et aussi peu que 0.5 mm/jour de pluie. Ce minimum est bien simulé par tous les modèles et ré-analyses, de même que le maximum du mois de novembre. Pour le MRCC op, le terme maximum «relatif» doit être utilisé puisqu'un second maximum de précipitation apparaît en juin. De surcroît, plus de 70% du biais de précipitation du MRCC op durant ce mois est induit artificiellement par le biais de précipitation convective par rapport à ERA40. Les ré-analyses NRA1 affichent également un taux de précipitation plus élevé que les observations durant toute l'année sauf lors des mois d'août, septembre et octobre. Ceci laisse de nouveau croire que les biais de précipitation du MRCC, toutes versions confondues, sont modulés par les biais du modèle pilote. La précipitation convective estivale sur le bassin du Columbia est réduite de près du tiers par rapport au Mississippi, d'après ERA40. Toutefois, les proportions restent somme toute similaires, avec la moitié des précipitations estivales de nature convective. La précipitation hivernale est presque exclusivement stratiforme. Le MRCC dev améliore grandement la précipitation toute l'année et de façon plus marquée à l'été. En juillet, la précipitation passe de 5.3 à 2.9 mm/jour avec le changement de version du MRCC alors qu'en même temps, l'évaporation passe de 4.9 à 3.1 mm/jour.





**Figure 3.14** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des taux de précipitation totale (gauche) et convective (droite) pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Columbia.

La figure 3.15 présente le cycle annuel climatologique du taux de ruissellement pour les différents modèles, observations et ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Columbia. Notez d’abord la différence d’amplitude entre les valeurs observées du USGS et celles du RivDis1.1 naturalisé. Cela démontre que des mesures de débits fluviaux sur un fleuve régulé par l’être humain sont inutilisables pour fin de comparaison avec des modèles climatiques, à moins d’y ajouter les correctifs nécessaires pour tenir compte des changements d’origine anthropique. Néanmoins, la phase entre ces deux climatologies d’observations demeure identique. Les données du RivDis1.1 naturalisé montrent que la période de crue survient durant les mois de mai et juin à un taux de 1.7 mm/jour. Un fois de plus, aucun des modèles ou ré-analyses ne parvient à représenter parfaitement le cycle annuel du taux de ruissellement sur le Columbia. Au prise avec un couvert nival surestimé à 182% annuellement par rapport aux analyses de BROWN, le MRCC dev simule une crête de ruissellement aux mois où débute la fonte massive de neige, soit en avril et mai. Cette fonte se termine en juillet et précède tout juste le déficit de ruissellement entre août et octobre, ruissellement limité au drainage vertical du sol profond. Le MRCC op produit quant à lui trois maximums : ceux de novembre et janvier correspondent à des mois de précipitations plus intenses tandis celui en mars coïncide avec la fonte hâtive du couvert nival.



**Figure 3.15** Cycle annuel climatologique (1987–94) du taux de ruissellement pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Columbia.

En comparaison avec les estimés du RivDis 1.1 naturalisé, le déphasage de la période de crue pour ERA40 et le MRCC op est d'environ deux mois; celui du MRCC dev n'est que d'un seul mois. Si ce n'est de ce déphasage hâtif, les ré-analyses ERA40 concorderaient parfaitement avec les observations. En utilisant ces mêmes ré-analyses sur le bassin du fleuve Mackenzie, Betts *et al.* (2003) notent le même niveau de déphasage entre les ruissellements maximums simulé et observé. Ils expliquent ce constat par deux causes. D'une part, l'absence de regel de l'eau de fonte sur la neige ou à la surface écourte la saison hivernale et accélère les crues. Cet aspect de la modélisation est pris en compte par le MRCC dev qui, rappelons-le, obtient un déphasage réduit d'un mois par rapport à ERA40. D'autre part, le déphasage hâtif est souvent relié à l'absence d'un schéma de routage des rivières dans le modèle climatique. En effet, plutôt que de rediriger l'eau de ruissellement instantanément vers l'océan comme le font actuellement le modèle du ECMWF et les deux versions du MRCC, le routage des rivières permet de tenir compte du temps de résidence de l'eau de ruissellement sur chacune des tuiles d'un bassin-versant, et ainsi d'ajuster la phase du cycle de ruissellement simulé par le modèle avec le cycle naturel observé à l'exutoire. Ce temps d'ajustement peut être particulièrement important sur les bassins à faibles dénivelés ou

possédant des lacs, et peut s'étendre jusqu'à un mois pour ce qui est du fleuve Mackenzie. La saison hivernale écourtée et l'absence de routage des rivières sont donc deux raisons pouvant expliquer le déphasage des ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Columbia.

Le tableau 3.6 présente le BES annuel climatologique simulé par les deux versions du MRCC, les ré-analyses et analyses sur le bassin du Columbia. Similairement à ce que nous avons trouvé sur le bassin du Mississippi quoique de façon plus prononcé ici, le MRCC dev obtient le plus bas flux solaire net à la surface. Nous savons que ce résultat provient en majeure partie d'un albédo de surface surestimé. La correspondance entre les rapports  $R/E$  tiré de notre «meilleur estimé» et les rapports de Bowen  $H_s/H_L$  de chacune des versions du MRCC est encore moins bonne sur le bassin du Columbia que sur le Mississippi. Annuellement, le rapport annuel  $R/E$  tiré de notre «meilleur estimé» égale 1.04; les rapports de Bowen équivalent ne sont que de 0.19 et 0.15 pour le MRCC dev et MRCC op, respectivement. En somme, le rapport de Bowen de chacune des versions du MRCC est minimalement 5 fois moindre que ce qu'il devrait être en réalité. De nouveau sur ce bassin, le rapport de Bowen des ré-analyses ERA40 (0.97) se rapproche sensiblement de la valeur estimée. Le flux annuel  $H_M$  du MRCC dev sur le bassin du Columbia est sensiblement plus élevé que sur le Mississippi, dû à l'importante quantité de neige fondue. Pour le MRCC op, la quantité de chaleur nécessaire pour faire fondre la neige ou dégeler le sol au printemps est très légèrement supérieure à celle fournie par le gel de l'eau à l'hiver, d'où la perte minime de  $1 \text{ W/m}^2$  de chaleur par le sol. Cette fois-ci, le flux annuel de chaleur emmagasinée égale bel et bien zéro pour le MRCC dev et ERA40 mais demeure biaisé positivement pour le MRCC op. Cette erreur semble donc diminuer avec la superficie du bassin considéré, son origine précise n'ayant pas fait l'objet de recherche plus poussée.

La figure 3.16 présente les cycles annuels climatologiques du BES pour chacune des versions du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.23). Le flux  $H_M$  du MRCC op est négatif d'octobre à janvier et positif de février à juin, soit une prolongation des

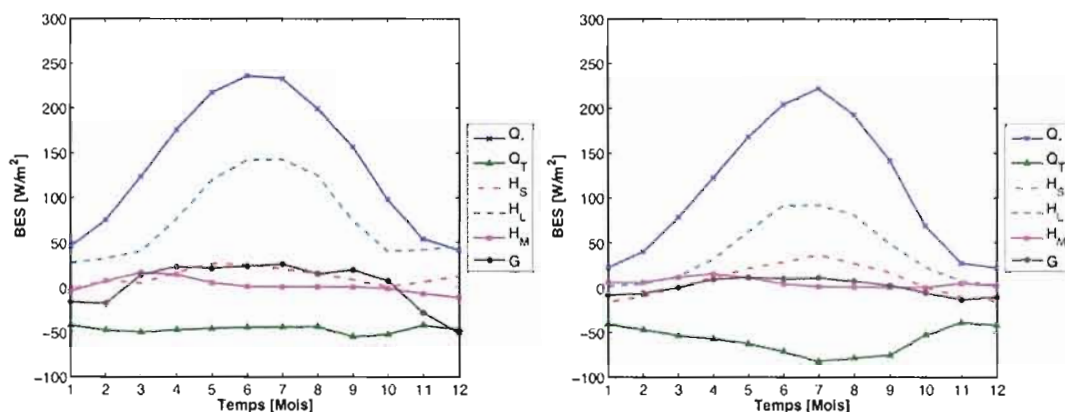
périodes de dégagement de chaleur latente de fusion par l'eau et d'absorption par la glace ou la neige d'environ 1 et 2 mois respectivement, comparativement au bassin du Mississippi. Celui du MRCC dev est légèrement négatif en octobre et positif de novembre à juillet. L'absorption de chaleur latente de fusion par la glace ou la neige est donc plus longue de 4 mois sur ce bassin. L'amplitude du dégagement et de l'absorption de chaleur latente de fusion se voit augmentée pour les deux modèles sur le bassin du Columbia. L'écart maximal entre les deux versions arrive au mois de décembre. Durant ce mois, le MRCC dev fait fondre de la neige/glace au taux de  $2 \text{ W/m}^2$  alors que le MRCC op gèle son réservoir d'eau liquide au taux de  $-12 \text{ W/m}^2$  sur un sol majoritairement vierge de neige. Malgré l'apport important d'énergie au sol par  $H_M$  au mois de décembre, le dégagement de chaleur latente du MRCC op est si efficace que la surface poursuit son refroidissement, avec un flux de chaleur interfacial dépassant les  $-50 \text{ W/m}^2$ .

**Tableau 3.6** Bilan Énergétique de Surface (BES) annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.23).

Modèles/Ré-analyses	BES ( $\text{W/m}^2$ )						
	$Q_*$	$Q_{T \text{ in}}$	$Q_{T \text{ out}}$	$H_L$	$H_S$	$H_M$	$G$
MRCC op	138	302	350	75	11	1	3
MRCC dev	109	272	331	38	7	5	0
ERA40	140	280	347	36	35	2	0
NRA1	143	263	337	47	9		
SRB2	136	275	339				

Le tableau 3.7 et la figure 3.17 montre les valeurs et les cycles annuels climatologiques de ST et de DSTR tel que simulé par les modèles, ré-analyses et observations sur le bassin du Columbia. Étant donné le prolongement de la saison hivernale et la faiblesse des flux radiatifs incident à la surface, le MRCC dev simule toujours le plus faible ST avec un écart annuel de  $-3.6^\circ\text{C}$  comparativement aux observations du CRU2. De nouveau, les ré-analyses ERA40 sont surestimées et les observations de WM1.02 légèrement inférieures tout au long de l'année comparativement à celles du CRU2. Les écarts sont aussi plus importants que sur le Mississippi, spécialement l'été pour ERA40 ( $+1^\circ\text{C}$ ). La déviation du MRCC op en période de gel est prolongée d'un mois sur le Columbia, soit de novembre à février, et elle atteint

+4.5°C. Curieusement, les déviations lors du dégel sont invisibles sur ce bassin. Le biais froid du MRCC dev est généralisé et égale  $-2^{\circ}\text{C}$  en juillet et  $-4^{\circ}\text{C}$  en février. Enfin, les ré-analyses NRA1 sont biaisées négativement sauf vers la fin de l'été. Les biais maximums, en mai et octobre, atteignent  $-3^{\circ}\text{C}$ .



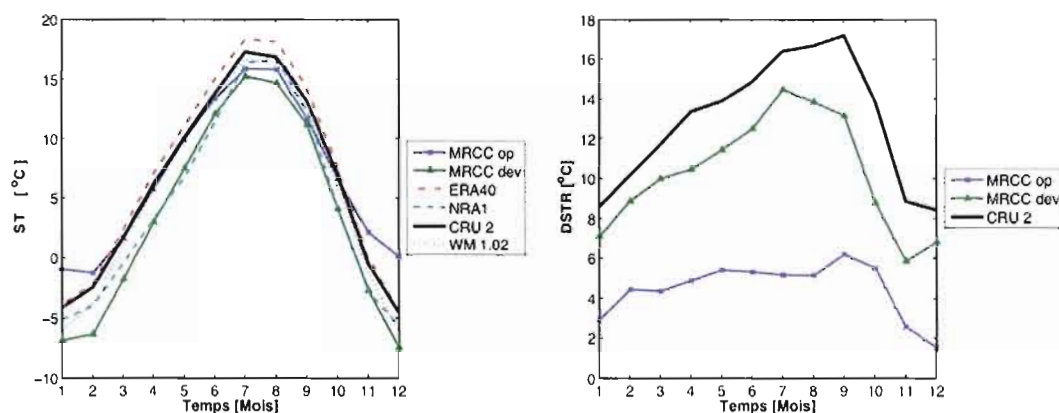
**Figure 3.16** Cycle annuel climatologique (1987–94) du BES pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équation 1.23).

Le DSTR observé par CRU2 sur le bassin-versant du Columbia diffère passablement de celui sur le Mississippi. En effet, on y voit qu'un seul maximum au mois de septembre, alors que reprennent les nuits fraîches et que les jours sont encore chauds. L'absence de maximum au printemps démontre que la saison froide tarde à prendre fin et s'estompe peu à peu. Tout comme sur le Mississippi, le minimum de DSTR survient en décembre mais descend beaucoup plus bas, dénotant une saison froide propagée à l'ensemble du bassin du Columbia. Une fois de plus, le DSTR du MRCC dev est celui qui se rapproche le plus des observations du CRU2. Par-contre, son biais le plus aigu arrive en septembre et non plus à l'hiver. Globalement, le MRCC op n'arrive toujours pas à simuler correctement le DSTR, résultant en un écart diurne trois fois moindre par rapport aux observations. Les raisons qui expliquent ce biais important sont les mêmes que celles évoquées pour le bassin du Mississippi, excepté qu'elles sont amplifiées suffisamment pour creuser l'écart avec les

observations. Néanmoins, les maximum et minimum mensuels de DSTR sont de nouveau bien simulés par le MRCC op.

**Tableau 3.7** Champs annuels climatologiques (1987–94) de température à l'abri (ST) et d'écart diurne de température à l'abri (DSTR) sur le bassin-versant du Columbia.

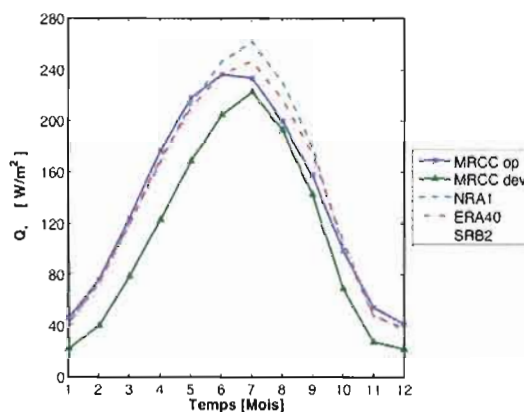
Modèles/Ré-analyses/Obs	ST	DSTR
	°C	°C
MRCC op	6.8	4.4
MRCC dev	3.6	10.3
ERA40	7.0	
NRA1	4.4	
CRU2	6.2	12.8
WM1.02	5.4	



**Figure 3.17** Cycles annuels climatologiques (1987–94) de la température à l'abri (ST, gauche) et de l'écart diurne de température à l'abri (DSTR, droite) des versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux observations et ré-analyses disponibles sur le bassin-versant du Columbia.

La figure 3.18 présente le cycle annuel climatologique du flux solaire net à la surface pour les deux versions du MRCC, les analyses SRB2 et les ré-analyses ERA40 et NRA1. En comparant les résultats de ERA40 avec ceux de la figure 3.9 sur le bassin du Mississippi, on constate que le bassin du Columbia reçoit sensiblement moins de  $Q_s$  durant l'hiver (~25

$\text{W/m}^2$ ) et légèrement plus à l'été ( $\sim 10 \text{ W/m}^2$ ). Le premier constat résulte essentiellement des couverts nival et nuageux plus étendus à travers le bassin du Columbia, tandis que la seconde affirmation pourrait découler de la réduction de 20% de l'albédo de surface sur le Columbia, causé par les différences de végétation avec le bassin du Mississippi. Le  $Q_s$  du MRCC dev est sous-estimé toute l'année et dans une moindre mesure lors des mois de juillet, août et septembre. Ce biais est parfaitement corrélé avec la présence d'un couvert nival dans le MRCC dev dont l'étendue est surestimée (voir figure 3.22), même vers la fin de l'été où l'on note un surplus de neige dans les Rocheuses canadiennes (non-illustré). Par conséquent, la sous-estimation de  $Q_s$  chez le MRCC dev peut être attribuée à un albédo de surface trop élevé sur l'ensemble du bassin du Columbia. De son côté, le  $Q_s$  du MRCC op semble être dans les bonnes proportions grâce à un couvert nival sous-estimé qui est compensé l'hiver par un couvert nuageux probablement surestimé, de tel sorte que  $Q_s$  est bien calculé durant cette saison. Seul un léger fléchissement des valeurs de juillet à septembre subsiste dû à un couvert nuageux anormalement élevé, ce qui amène les températures maximales à chuter et ainsi, créer un biais froid de  $-1.5^\circ\text{C}$ . Le tableau 3.8, qui donne les pourcentages de couvert nuageux intégré à la verticale pour les saisons estivale et hivernale sur le bassin du Columbia, montre en effet que le couvert nuageux estival du MRCC op est de 18% supérieur à celui du MRCC dev.



**Figure 3.18** Cycle annuel climatologique (1987-94) du flux radiatif solaire net à la surface pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Columbia.

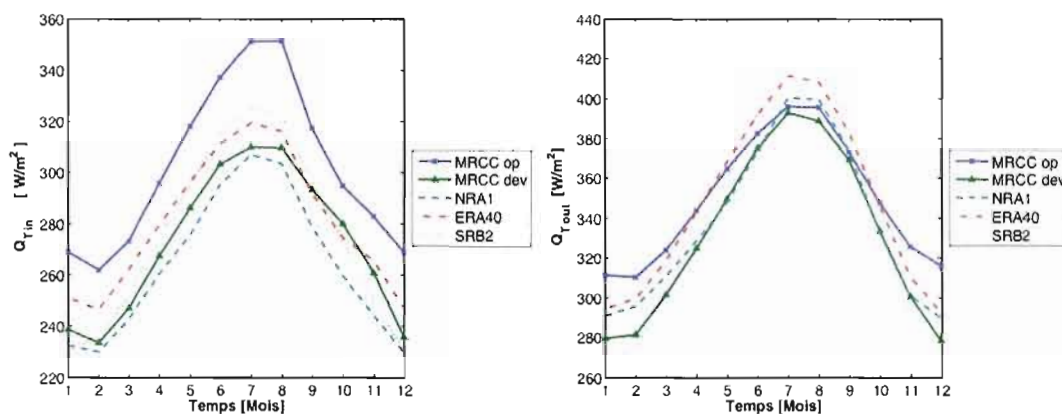


La figure 3.19 présente les cycles annuels climatologiques des flux terrestres incident et émis à la surface pour les deux versions du MRCC, les analyses SRB2 et les ré-analyses ERA40 et NRA1. En comparant les résultats de ERA40 avec ceux de la figure 3.10 sur le bassin du Mississippi, on note une diminution importante de  $Q_{T\text{ in}}$  d'environ 50 W/m<sup>2</sup> l'été sur le Columbia et une stagnation l'hiver. La diminution l'été peut être attribuée en majeure partie à la diminution du rayonnement terrestre émis par la surface ( $Q_{T\text{ out}}$  inférieur de 30 W/m<sup>2</sup>) et dans les différentes couches de l'atmosphère situées au-dessus des montagnes Rocheuses. Si la situation stagne en hiver, c'est en partie grâce à l'augmentation du couvert nuageux en cette saison sur le bassin du Columbia. Les résultats des deux modèles (tableaux 3.4 et 3.8) montrent que la différence de couvert nuageux hivernal en passant du Mississippi au Columbia est de +20%. Bien que les résultats de la figure 3.19 concernant  $Q_{T\text{ in}}$  soit très variés, le MRCC op génère un flux terrestre incident à la surface surestimé à longueur d'année, ce qui témoigne d'une forte présence nuageuse sur le Columbia été comme hiver. À l'été, le couvert nuageux élevé du MRCC op parvient à compenser le biais négatif de  $Q_{T\text{ out}}$  suite au dégel printanier. À l'hiver, le couvert nuageux légèrement accentué du MRCC op combiné à un  $Q_{T\text{ out}}$  excessif en période de gel explique la surestimation de  $Q_{T\text{ in}}$ . De nouveau sur le Columbia, on note une tendance à la hausse du couvert nuageux du MRCC dev en passant de l'été à l'hiver (+22%). Cette tendance est pratiquement inexistante chez le MRCC op (+3%).

**Tableau 3.8** Couvert nuageux climatologique (1987–94) intégré à la verticale (%) sur le bassin-versant du Columbia.

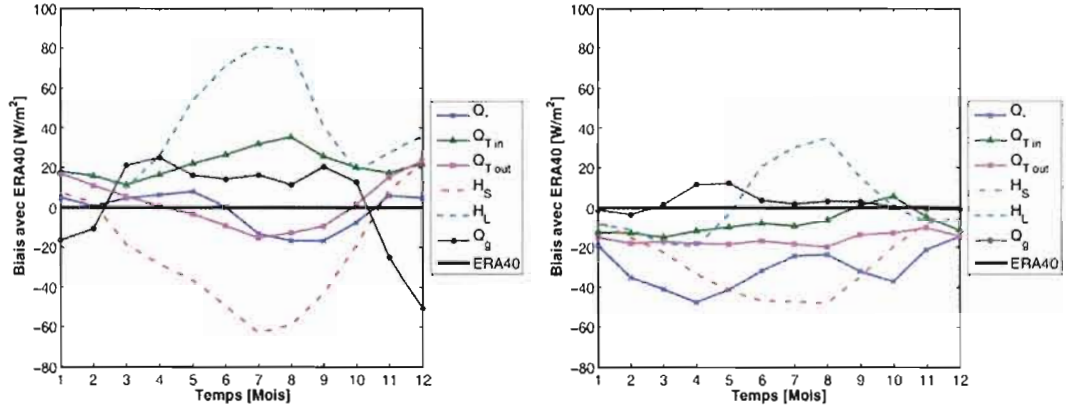
Modèles	Été	Hiver
	%	%
MRCC op	74	77
MRCC dev	56	78





**Figure 3.19** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des flux radiatifs terrestres incident (gauche) et émis (droite) à la surface pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 et NRA1 et les analyses SRB2 sur le bassin-versant du Columbia.

La figure 3.20 montre les biais climatologiques du BES pour les deux versions du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40. Abstraction faite du flux solaire net de surface, tous les flux du MRCC dev paraissent moins biaisés que ceux du MRCC op. De nouveau sur ce bassin, le biais froid généralisé du MRCC dev est issu d'un  $Q_*$  sous-estimé par rapport à ERA40. Tel que mentionné précédemment, le biais froid de ST du MRCC op en période de dégel n'est pas apparent sur le bassin du Columbia. Ceci est dû au réchauffement simultané de la surface par un flux solaire net dans les normales saisonnières et un flux terrestre incident surévalué. En effet, malgré un couvert nuageux élevé faisant augmenter  $Q_{T\text{ in}}$ , la région demeure peu recouverte de neige, ce qui diminue substantiellement l'albédo de surface et force  $Q_*$  à demeurer dans les normales de saison.



**Figure 3.20** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des biais des flux énergétiques de surface par rapport aux ré-analyses ERA40 pour le MRCC opérationnel (gauche) et en développement (droite) sur le bassin-versant du Columbia.

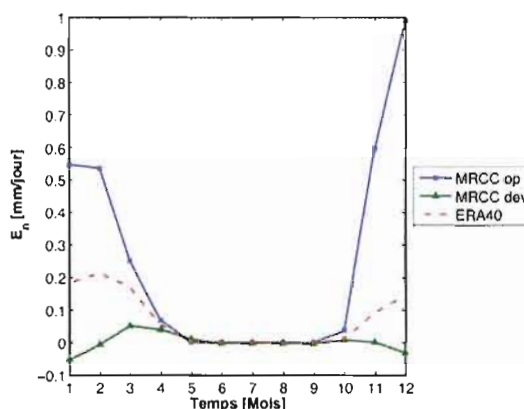
### 3.2.1 Bilan hydrique de surface gelé

Le tableau 3.9 donne le BHS gelé annuel climatologique sur le bassin-versant du Columbia (équations 1.16 et 1.17). En regardant le bilan d'eau gelée annuellement, on constate qu'il y a plus de gel que de fonte pour les deux versions du MRCC, d'où les valeurs négatives de  $M_F$ . Ce gel en surplus est parfaitement compensé par la sublimation de la glace  $E_F$ , et donc annuellement  $\partial_t w_F = 0$ . De façon similaire, la précipitation neigeuse est parfaitement compensée par la sublimation et la fonte de la neige, ce qui donne  $\partial_t n = 0$ . En comparaison, le bilan neigeux de ERA40 ne ferme que si le terme d'ajustement est pris en compte, terme qui ajoute 0.3 mm/jour d'eau au sol.

**Tableau 3.9** Bilan Hydrique de Surface (BHS) gelé annuel climatologique (1987–94) sur le bassin-versant du Columbia (équations 1.16 et 1.17).

Modèles/Ré-analyses	BHS ( $\times 10^{-2}$ mm/jour)					
	$P_n$	$E_n$	$E_F$	$M_n$	$M_F$	$\partial_t n$
MRCC op	61	25	5	36	-5	0
MRCC dev	123	0	3	123	-3	0
ERA40	40	7		63		(-30)

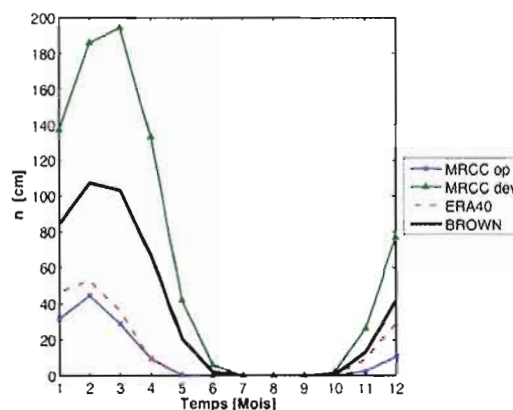
Les bilans neigeux de chacune des versions du MRCC sont très contradictoires. Dans le MRCC op, environ 40% de la neige tombée est sublimée et 60% devient eau de fonte. Paradoxalement, 100% de la précipitation neigeuse dans le MRCC dev se change en eau, alors que moins de 2% de déposition neigeuse se fait aussitôt sublimer dans les mêmes proportions. En effet, la figure 3.21 montre le cycle annuel climatologique de la sublimation de neige pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC avec les ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Columbia. Dans les régions nordiques et côtières, il peut arriver qu'une masse d'air humide en provenance de l'océan forme des cristaux de glace, suite à un refroidissement radiatif intense par ciel clair. C'est alors que la déposition de cristaux de glace survient, ce dont le MRCC dev est le seul à représenter en quantité suffisante pour être notable à l'échelle mensuelle, durant les mois de décembre et janvier. De son côté, étant donné les températures de surface largement supérieures à la normale, le MRCC op sublime la neige à un taux de 3 à 10 fois plus élevé que ERA40. Malheureusement, aucune observation sur ce bassin ne nous permet de savoir dans quelle proportion la précipitation neigeuse devrait être répartie entre sublimation et eau de fonte. Parallèlement, sur les 250 mm de glace formée au sol par le MRCC op durant la saison froide sur le bassin du Columbia (non-illustré), 7% de cette glace a sublimé et 93% est retourné en eau. Par contraste, sur les 17 mm de glace formée au sol et sur la canopée par le MRCC dev sur le même bassin, 54% de cette glace a sublimé (soit 9 mm comparativement à 18 mm pour le MRCC op) et 46% est retourné en eau. Cette démonstration prouve que les phénomènes reliés à la neige et à la glace restent encore aujourd'hui largement incompris au sein de la communauté scientifique et leurs paramétrages une grande source d'incertitude dans les modèles climatiques.



**Figure 3.21** Cycle annuel climatologique (1987–94) de la sublimation du couvert nival pour les versions opérationnelles et en développement du MRCC par rapport aux ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Columbia.

La figure 3.22 montre le cycle annuel climatologique de l'épaisseur de neige pour les versions opérationnelle et en développement du MRCC en comparaison avec les analyses de BROWN et les ré-analyses ERA40 sur le bassin-versant du Columbia. Au cours d'une année, le MRCC dev simule systématiquement deux fois plus de neige au sol que les analyses de BROWN. Sans équivoque, le biais froid de ST aide à devancer la date de la première neige sur la région du Columbia, aspect déterminant pour la suite des événements. En effet, la première neige fraîche et son albédo élevé modifie complètement l'équilibre énergétique de surface en réduisant considérablement le flux solaire net qui, à partir du mois de novembre, est de  $25 \text{ W/m}^2$  inférieur aux ré-analyses ERA40 et NRA1 (voir figure 3.18). Suite à cette première neige, la première couche de sol de CLASS gèle rapidement et permet à de futur précipitation neigeuse de demeurer au sol, d'où l'accumulation rapide. Enfin, le flux terrestre incident à la surface, biaisé négativement, diminue les maximum hivernaux de ST et favorise la précipitation sous forme de neige. Trop occupé à faire geler son réservoir d'eau, ce qui empêche la température à l'abri de descendre sous zéro, le MRCC op n'arrive pas à accumuler suffisamment de neige au sol et donne un couvert nival annuel trois fois moindre

que ce qui est observé. Le biais chaud de ST calculé par ERA40 agit aussi à sous-estimer par deux le couvert de neige de BROWN.



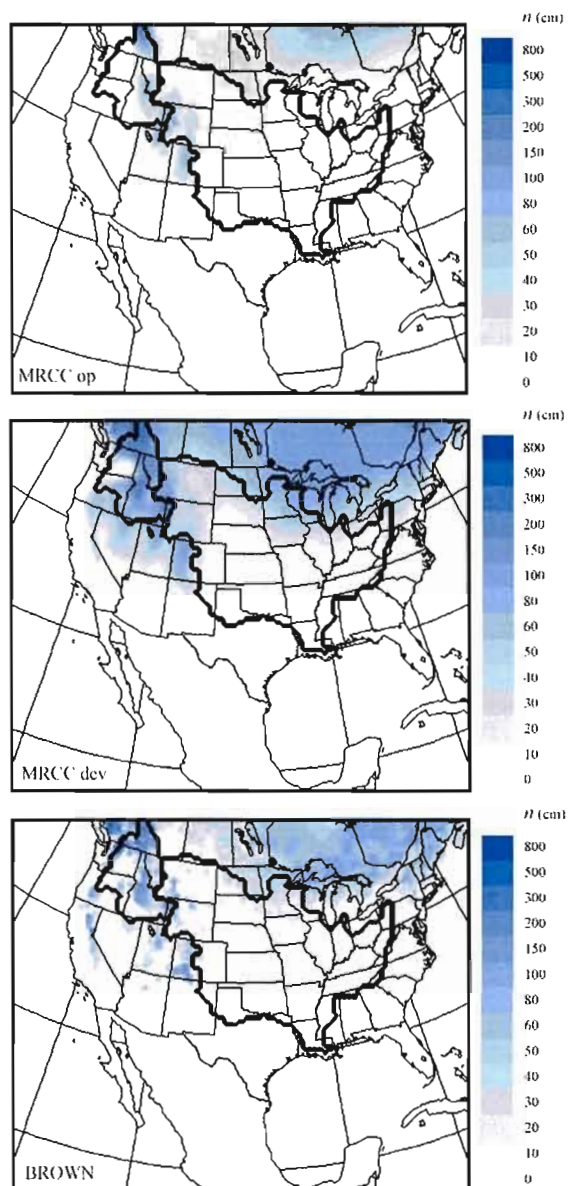
**Figure 3.22** Cycle annuel climatologique (1987–94) de l'épaisseur de neige pour les versions opérationnelles et en développement du MRCC par rapport aux analyses de BROWN et ré-analyse ERA40 sur le bassin-versant du Columbia.

L'ablation du manteau neigeux débute réellement en mars selon BROWN et le MRCC dev. En revanche, elle débute en février pour le MRCC op et ERA40. La disparition du couvert neigeux survient quant à elle après trois mois pour BROWN, le MRCC op et ERA40 alors qu'il en prend plus de 4 mois pour le MRCC dev. Selon Slater *et al.* (2001), l'épaisseur minimale du couvert nival de 10 cm combinée à l'approche par mosaïque préconisée par CLASS ralentit la fonte du couvert nival. En effet, plus le couvert nival fond, plus il occupe un faible pourcentage de la tuile et conséquemment, plus faible est la quantité d'énergie radiative attribuée à ce sous-domaine. Cela mène au maintien de faibles températures de surface et du couvert nival dans ce sous-domaine plus longtemps que prévu. Les premières neiges tout comme les dernières sont affectées par cette approche de la modélisation. Toutefois, un second facteur moins prédominant pourrait s'ajouter. Sur le bassin du fleuve Mackenzie et avec les ré-analyses ERA40, Betts *et al.* (2003) soulignent l'importance du traitement explicite de la canopée pour éviter la fonte accélérée du couvert de neige.

Principalement composée de conifères, la canopée aurait pour avantage d'intercepter une grande partie du flux solaire incident, ce qui empêcherait un réchauffement excessif du sol et la fonte du couvert nival. Sachant que 37% de la région du Columbia est composée conifères, il est possible que cela ait un impact sur le prolongement de la saison froide.

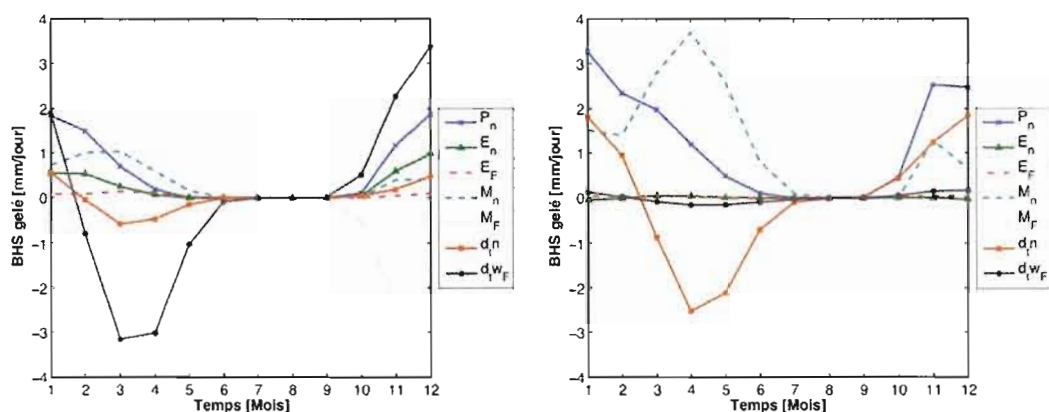
La figure 3.23 montre les iso-contours d'épaisseurs de neige pour le MRCC op, MRCC dev et les analyses de BROWN sur le domaine libre PIRCS-1c pendant la saison hivernale (décembre-janvier-février). La haute résolution des analyses de BROWN permet de déceler la présence de neige à des endroits évidents comme dans les chaînes de montagnes Rocheuses, Cascade ou Sierra Nevada (Californie) mais également à des endroits plus subtils tel le Grand Canyon (Arizona). Le MRCC dev surestime à la fois l'épaisseur et l'étendue du couvert nival et ce, partout sur le domaine libre PIRCS-1c. Le MRCC op néglige tout couvert de neige sur les chaînes de montagnes Cascade et Sierra Nevada mais simule relativement bien la quantité de neige sur le Mississippi.

Finalement, la figure 3.24 illustre le BHS climatologique gelé pour les deux versions du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équations 1.16 et 1.17). On voit très clairement que chez le MRCC op, si ce n'est de la sublimation de la neige, les flux associés au bilan d'eau gelé ( $M_F$  et  $E_F$ ) dominent largement sur ceux associés au bilan de neige ( $P_n$  et  $M_n$ ). À l'inverse pour le MRCC dev, ce sont les flux du bilan neigeux qui sont les plus élevés. Chez les deux modèles toutefois, la sublimation de la glace reste marginale comparativement aux autres flux. La précipitation neigeuse du MRCC dev débute pratiquement un mois plus tôt que le MRCC op, soit en octobre. Elle se termine un à deux mois plus tard, soit en juillet. Les maximums de fonte de neige des versions opérationnelle et en développement du MRCC sont atteints en mars et avril respectivement, ce qui correspond bien aux maximums de ruissellement simulé par ces deux modèles.



**Figure 3.23** Iso-contours de l'épaisseur de neige (cm) climatologique (1987–94) durant la saison hivernale (décembre–janvier–février) pour le MRCC opérationnel (haut), le MRCC en développement (centre) et les analyses de BROWN (bas) sur le domaine libre PIRCS-1c.





**Figure 3.24** Cycles annuels climatologiques (1987–94) des BHS gelés pour les versions opérationnelle (gauche) et en développement (droite) du MRCC sur le bassin-versant du Columbia (équations 1.16 et 1.17).

En définitive, nous résumerons les principaux résultats marquants dont il a été question pour chacune des versions du MRCC sur les deux bassins-versants étudiés. Premièrement, le climat simulé par le MRCC op est constamment trop humide mais sa température de surface annuelle est bien simulé grâce au biais chaud de ST l'hiver, issue d'un dégagement de chaleur latente de fusion, qui contrebalance le biais froid de ST l'été, essentiellement causé par un couvert nuageux et dégagement de chaleur latente excessif en cette saison. Sur le Mississippi, la précipitation convective surestimée d'avril à septembre est équilibrée avec l'évaporation elle aussi surestimée, permettant un niveau annuel de ruissellement acceptable, mais un cycle annuel «brisé». Sur le Columbia, un premier maximum artificiel de précipitation convective est simulé à l'été, le second maximum en novembre étant provoqué par la convergence atmosphérique d'humidité. Le couvert nuageux à l'été reste très élevé sur ce bassin, d'où la surestimation apparente du flux terrestre incident à la surface. Si ce n'est de la sublimation de la neige, les flux associés au bilan d'eau gelé ( $M_F$  et  $E_F$ ) dominent largement sur ceux associés au bilan de neige ( $P_n$  et  $M_n$ ), ce qui vaut un couvert nival annuel trois fois moindre que la normale. Enfin, sur les deux bassins, le DSTR est



considérablement sous-estimé. Les causes qui expliquent ce résultat sont diverses et vont du couvert nuageux excessif à l'été (température maximale diurne à la baisse) au dégagement de chaleur latente de fusion et couvert nuageux excessif à l'hiver (température minimale diurne à la hausse) de même qu'au dégagement de chaleur latente excessif en toute saison (température maximale diurne à la baisse).

Le climat du MRCC dev est beaucoup moins humide que son prédécesseur mais connaît un important biais froid de température à l'abri accentué avec la nordicité du bassin considéré. La plus longue durée et la plus grande étendue de la saison froide font diminuer considérablement le flux solaire net en surface, permettant ainsi au biais froid de persister. Sur le bassin-versant du Columbia, le couvert nival est doublé et sa fonte massive en avril se répercute sur le taux de ruissellement qui atteint un sommet inégalé par les autres modèles ou ré-analyses. Ceci étant dit, la précipitation sur le bassin du Mississippi est réduite de près du tiers comparativement au MRCC op et se rapproche manifestement des observations. La baisse des précipitations sur ce bassin est directement reliée à la diminution de l'évaporation qui demeure toutefois élevée à l'été. En outre, la régionalisation de l'évaporation en fonction de la végétation reste encore peu marquée. Le couvert nuageux semble bien estimé été comme hiver. Finalement, le DSTR est relativement bien simulé sur les deux bassins examinés. Sur le Mississippi, un flux terrestre incident à la surface insuffisant réduit la température maximale diurne l'hiver. Sur le Columbia, un flux solaire net à la surface insuffisant réduit la température maximale diurne l'été.

## CONCLUSION

Les modèles climatiques sont nés d'une préoccupation de plus en plus pressante : connaître quels seront les changements climatiques associés à l'augmentation effrénée des gaz à effet de serre. Au départ, les scientifiques voulurent avoir un portrait général de la situation et l'ont obtenu grâce aux projections climatiques de leurs modèles globaux. Voyant la manne d'information qui pouvait être retiré de ces projections, des acteurs politiques, économiques, sociaux et environnementaux se sont rapidement manifestés et ont exprimé l'intérêt pour des projections climatiques à l'échelle régionale. Désormais, on ne se limite plus à savoir de combien la température atmosphérique sera augmentée dans le futur mais on veut connaître les zones où le réchauffement climatique sera le plus important, s'il est davantage présent le jour ou la nuit, l'été ou l'hiver, les répercussions d'un tel réchauffement sur l'augmentation des précipitations liquide et neigeuse, ou sur le nombre d'événements extrêmes telles les sécheresses et les inondations. Les exigences croissantes de ces acteurs ont fait comprendre aux scientifiques qu'il serait impossible de satisfaire leurs demandes sans améliorer de façon marquée la capacité des modèles climatiques à bien simuler le climat moyen et sa variabilité. En ce sens, l'implantation de nouveaux paramétrages physiques hautement plus complexes dans la version en développement du MRCC est un pas dans la bonne direction.

Ce mémoire de maîtrise a voulu comparer et évaluer la capacité des versions opérationnelle et en développement du MRCC à bien simuler le climat moyen de l'atmosphère par une étude des bilans hydrique et énergétique de surface. Les deux versions du modèle se distinguent par l'utilisation de modules de physique de générations différentes. Ce changement de «génération» est issu des modifications majeures apportées aux

paramétrages de surface. Le MRCC opérationnel utilise le module de physique du MCGC II incluant le schéma de surface de première génération BBFR alors que la version en développement du MRCC emploie la physique du MCGC III dotée du schéma de surface de seconde génération CLASS. Les simulations pour chacune des versions du MRCC ont été régies par un cadre expérimental commun issu de la phase 1c du projet PIRCS. La climatologie étudiée couvre deux bassins-versants majeurs d'Amérique du Nord, le Mississippi et le Columbia, entre 1987 et 1994. Ces deux bassins hydrographiques se distinguent l'un de l'autre à bien des points de vue : superficie, relief, végétation prédominante, climat, disponibilité et fiabilité des données d'observations, homogénéité, nordicité. Tous les flux de surface et champs diagnostics d'intérêts sont comparés avec les réanalyses de ERA40 et NRA1. Les taux de précipitation, la température à l'abri et l'écart diurne de température à l'abri sont également comparés avec des climatologies d'observations (CRU2, WM 1.02). Les estimés mensuels de ruissellement sur les bassins-versants du Mississippi et du Columbia sont tirés respectivement de M&L et RivDis 1.1 naturalisé. Enfin, le couvert nival et les flux radiatifs de surface sont confrontés aux analyses de BROWN et du SRB2, respectivement. Lors de l'analyse des bilans énergétiques de surface, une méthodologie a été développée pour estimer les dégagements de chaleur latente (corrigé), latente de fusion  $H_M$  ainsi que le flux de chaleur interfacial. En estimant  $H_M$ , on obtenait du même coup un estimé de plusieurs flux hydriques du bilan de neige ou de glace :  $M_n$ ,  $M_F$ ,  $E_F$ ,  $\partial_t n$ ,  $\partial_t w_F$ . L'estimé de tous les flux mentionnés précédemment fournit des renseignements précieux sur l'équilibre énergétique et hydrique de surface en période de gel et de dégel selon le type de LSS considéré.

Sur le bassin du Mississippi, le MRCC opérationnel produit une climatologie constamment trop froide et trop humide l'été, et légèrement trop chaude en période de gel (novembre à janvier). Sur le bassin du Columbia, la climatologie est trop humide à l'année longue, sensiblement trop chaude en période de gel (octobre à mars) et trop froide en période de dégel (mars à juin). Si ce n'est de la sublimation de la neige, les flux associés au bilan d'eau gelée ( $M_F$  et  $E_F$ ) dominent largement sur ceux associés au bilan de neige ( $P_n$  et

$M_n$ ), ce qui vaut un couvert nival annuel trois fois moindre que la normale. Suivant cette brève analyse, nous proposons ici quelques modifications qui pourraient être apportées au MRCC opérationnel afin d'augmenter son efficacité. Premièrement, limiter la formation de glace dans le réservoir du schéma BBFR de façon à ce que la température de surface  $T_s$  puisse chuter sous le point de congélation plus rapidement durant la période de gel. Puisque CLASS permet à  $T_s$  de descendre sous zéro dès que sa première couche de sol est complètement gelée, et sachant que celle-ci fait 10 cm, nous proposons une limite à la formation de glace au sol dans le schéma BBFR de 10 cm. Les impacts d'une telle modification seraient importants et iraient de précipitations neigeuses et d'un couvert nival plus près des observations au rétablissement de la température à l'abri en période de gel, au prolongement de la saison hivernale, à la réduction de la sublimation de glace et de neige ainsi qu'à un éventuel rapprochement de phase entre le ruissellement observé et simulé. De surcroît, en comparaison avec Paquin et Caya (2004) qui utilisèrent une version du MRCC où on limitait la capacité de rétention d'eau maximale du sol à 10 cm, la modification recommandée maintiendrait le niveau d'eau au sol à celui déterminé antérieurement et conséquemment, n'entraînerait pas d'assèchement prononcé du sol. Pour limiter l'évaporation estivale sans soustraire au sol une partie de sa capacité de rétention d'eau, une seconde modification s'avère nécessaire. Tel que recommandé par Verseghy (1996), l'ajout d'une résistance à la transpiration simple en complément au facteur d'évapotranspiration  $\beta_s$  et l'addition de drainage vertical suivant un taux fixe dicté uniquement par la gravité permettrait de réguler le taux d'évaporation estivale. Un taux d'évaporation réduit signifierait un taux de précipitation plus près des observations, un couvert nuageux réduit de même qu'un certain rétablissement du dégagement de chaleur latente au profit du dégagement de chaleur sensible et de la température de surface.

Le MRCC en développement est au prise avec une boucle de rétroaction positive favorisant le biais froid de température à l'abri, une plus grande étendue de neige, la baisse importante du flux solaire net de surface et le prolongement subséquent de la saison hivernale. Sur les deux bassins-versants étudiés, les couverts de neige largement surestimés et

leur fonte respective lors du dégel printanier se répercutent sur les taux de ruissellement qui atteignent des sommets inégalés par les autres modèles ou ré-analyses. À l'inverse, l'été connaît de faibles taux de ruissellement qui proviennent essentiellement du drainage vertical du sol profond. L'évaporation estivale est toujours surestimée quoique améliorée si on la compare à celle produite par le MRCC opérationnel. En revanche, la plus grande étendue du couvert nival abaisse le niveau d'évaporation l'hiver sans même faire augmenter la sublimation neigeuse. Alors que le MRCC opérationnel favorise les flux associés au bilan de glace au sol, le MRCC en développement surestime ceux associés au bilan de neige, si ce n'est de la sublimation de neige qui demeure peu élevée et parfois même négative (déposition). Nous lançons ici quelques hypothèses qui, advenant qu'elles puissent être implémentées, permettraient d'améliorer les simulations du MRCC en développement. En premier lieu, après avoir calculé et combiné les températures de surface des sous-domaines avec neige  $(T_s)_{n+cn}$ , faire l'aggrégation de  $T_s$  sur toute la tuile, imposer  $(T_s)_{n+cn}$  à toute la tuile lors du pas de temps suivant et avec l'énergie résiduelle, faire fondre l'équivalent en neige de tel sorte que :  $C_s[T_s - (T_s)_{n+cn}] = L_f \Delta n$ . Cette stratégie permettrait de réduire la durée de la saison hivernale et ainsi, de briser la rétroaction positive qui s'était enclenchée lors de la simulation PIRCS-1c avec le MRCC en développement. En second lieu, tel que suggéré au cours du chapitre 3, rectifier le paramétrage de l'eau stagnante et ajouter un troisième type de ruissellement appelé ruissellement latéral hypodermique servirait à ré-équilibrer le bilan hydrique de surface du MRCC en développement en augmentant le ruissellement estival et diminuant l'évaporation à partir du sol.

En introduction, le lecteur s'est familiarisé avec les biais du pilote pouvant induire des erreurs aux champs du modèle piloté. Par exemple, nous pensons que les biais du flux d'humidité atmosphérique du pilote NRA1 sont à l'origine d'une portion des biais de précipitation des deux versions du MRCC. À plus forte raison, les précipitations estivales de ces mêmes ré-analyses sur le bassin-versant du Mississippi et à l'année longue sur le Columbia sont toutes deux biaisées positivement et parfois davantage que le MRCC en développement. Après l'analyse du chapitre 3, nous pensons que l'emploi des ré-analyses

ERA40 en tant que pilote des deux versions du MRCC améliorerait notablement les résultats des simulations. Le Réseau canadien de MRC ainsi que le groupe de simulations climatiques à Ouranos ont déjà testé deux simulations de même configuration expérimentale, nonobstant le choix des ré-analyses en tant que pilote, effectuées avec une version améliorée du MRCC opérationnel (MRCC version 3.6.3). L'une était pilotée par les ré-analyses NRA1 et l'autre par ERA40. Les résultats couvrant la période 1961 à 1999 sont fragmentaires et il serait inapproprié d'en arriver à une conclusion ferme. Malgré tout, les différences dans les champs de précipitation se font surtout sentir à l'été sur le bassin du Mississippi et sembleraient indiquer une légère diminution de la précipitation avec le MRCC piloté par ERA40. Enfin, une simulation avec le MRCC en développement (MRCC 4.0.0) piloté par les ré-analyses ERA40 est actuellement en cours.

Bon nombre de scientifiques s'entendent pour dire que l'amélioration future des modèles climatiques globaux ou régionaux passent, d'une part, par le couplage des modèles pronostics atmosphérique et océanique et d'autre part, par la modélisation de paramétrages physiques de plus en plus subtils et complexes. Par exemple, si on s'intéresse plus particulièrement aux paramétrages de surface, les chercheurs commencent à prendre conscience de l'importance du cycle de vie de la végétation sur les changements climatiques et vice-versa, d'où l'intérêt croissant de modéliser les processus de croissance et de décomposition de la végétation. L'amélioration des processus hydrologiques liquides et gelés passe par une meilleure compréhension des phénomènes rattachés à la neige ou à la glace et, selon certains, par la modélisation 3D des écoulements d'eau en surface et dans le sol. Néanmoins, la question du niveau de complexité requis par un modèle du climat pour simuler de façon réaliste les changements climatiques reste entière. Chose certaine, elle ne dépend pas uniquement de la puissance informatique disponible, ni de la résolution du modèle mais également de ce que nous cherchons à quantifier...

# NOTES

## Introduction

1. La température à l'abri (2 mètres au-dessus de la surface) est une variable diagnostique calculée dans le MRCC à partir des températures de surface et du premier niveau thermodynamique du modèle (McFarlane *et al.*, 1992). En ce qui concerne les observations, la température à l'abri est simplement le résultat de la moyenne diurne des températures maximales et minimales à l'abri.

2. Par exemple, l'humidité relative critique, seuil de la condensation et de la formation des nuages, a dû être augmentée à 95% dans le MRCC, comparativement à 80% dans le MCGC II, sous l'hypothèse qu'une cellule plus petite sursature beaucoup plus rapidement (Laprise *et al.*, 1998).

## Chapitre I

1. Le terme flux d'évaporation regroupe l'ensemble de flux de vapeur entre le sol et l'atmosphère, que ce soit l'évaporation/condensation d'eau liquide, la sublimation/déposition de neige ou de glace ou la transpiration de la végétation, le cas échéant.

2. Actuellement, la version en développement du MRCC n'utilise plus ce schéma de convection mais est plutôt retournée avec le schéma à flux de masse de Bechtold-Kain-Fritsch.

## Chapitre III

1. WATFLOOD procède également au routage du ruissellement latéral hypodermique et de surface. Par conséquent, ces deux types d'écoulements latéraux restent moins sensibles à la résolution horizontale du modèle. Néanmoins, notez que Soulis *et al.* (2000) ont adopté une résolution horizontale de 10 km pour les fins de leurs simulations.

2. D'autre part, CLASS pourrait peut-être améliorer la modélisation de la surface en créant un cinquième sous-domaine «lac» dans la mosaïque de sous-domaines. Ainsi, l'évaporation et l'albédo de surface pourraient tous deux être accentués par la présence d'étendues d'eau mais uniquement sur une fraction de la tuile.

## BIBLIOGRAPHIE

- Abdella, K., et N.A. McFarlane. 1996. « Parameterization of the surface-layer exchange coefficients for atmospheric models ». *Boundary Layer Meteorology*, **80**, p. 223-248.
- Anderson, C. J., R. W. Arritt, E.S. Takle, Z. Pan, W. J. Gutowski Jr., F. O. Otieno, R. da Silva, D. Caya, J. H. Christensen, D. Luthi, M. A. Gaertner, C. Gallardo, F. Giorgi, S.-Y. Hong, C. Jones, H.-M. H. Juang, J. J. Katzfey, W. M. Lapenta, R. Laprise, J. W. Larson, G. E. Liston, J. L. McGregor, R. A. Pielke, Sr., J. O. Roads, et J. A. Taylor. 2003. « Hydrological processes in regional climate model simulations of the central United States flood of June-July 1993 ». *Journal of Hydrometeorology*, **4**, p. 584-598.
- Barker, H. W., et Z. Li. 1995. « Improved Simulation of Clear-Sky Shortwave Radiative transfer in the CCC-GCM ». *Journal of Climate*, **8**, p. 2213-2223.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, et E. Richard. 2001. « A mass flux convection scheme for regional and global models ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, p. 869-886.
- Bélanger, J.-M. 1997. « Documentation de la version 2.5 de CLASS (schéma d'échanges sol/végétation/atmosphère) ». RPN Dorval, Canada, 101 p.
- Betts, A. K., J. H. Ball, M. Bosilovich, P. Viterbo, Y.-C. Zhang, et W.B. Rossow. 2003. « Intercomparison of water and energy budgets for five Mississippi Sub-basins between ECMWF reanalysis (ERA-40) and NASA-DAO fvGCM for 1990-99 ». *Journal of Geophysical Research*, **108D**, 8618, doi : 10.1029/2002JD003127.
- Betts, A. K., et J. H. Ball. 2003. « Evaluation of the ERA-40 Surface Water Budget and Surface Temperature for the Mackenzie River Basin ». *Journal of Hydrometeorology*, **4**, p. 1194-1210.
- Biner, S., et D. Caya. 2004. « Participation du MRCC à l'expérience PIRCS-1c ». Groupe de recherche en Simulations Climatiques, 1<sup>er</sup> Symposium Ouranos : S'adapter aux changements climatiques, juin 2004, Montréal.
- Brown, R. D., B. Brasnett, et D. Robinson. 2003. « Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation ». *Atmosphere-Ocean*, **41**(1), p. 1-14.



- Brubaker, K. L., D. Entekhabi, et P. S. Eagleson. 1993. « Estimation of continental precipitation recycling ». *Journal of Climate*, **6**, 1077-1089.
- Caya, D., et R. Laprise. 1999. « A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM ». *Monthly Weather Review*, **127**(3), p. 341-362.
- Choux, M. 2000. « Rapport de stage d'option scientifique : Validation des composantes hydrologiques du Modèle Régional Canadien du Climat ». Groupe de recherche du MRCC (Ouranos), 28 p.
- Comanor, K., B. Nijssen, et D. P. Lettenmaier. 2000. « Comment on "Five-minute, 1/2° and 1° data sets of continental watersheds and river networks for use in regional and global hydrologic and climate modeling studies" by Graham et al. » *Water Resources Research*, **36**(10), p. 3117-3120.
- European Center for Medium-Range Weather Forecasts Data Server. 2003. « ECMWF 40 Years Re-Analysis : Monthly means ». Disponible au : [http://data.ecmwf.int/data/d/era40\\_mnth/](http://data.ecmwf.int/data/d/era40_mnth/), accédé en mars 2005.
- Feng, J., H. Leighton, M.D. MacKay, N. Bussi res, R. Hollmann, et R. Stulhmann. 2000. « A comparison of solar radiation budgets in the Mackenzie River Basin from satellite measurements and a Regional Climate Model ». *Atmosphere-Ocean*, **40**, p. 221-232.
- Feng, J., H. Leighton, et M. MacKay. 2003. « Radiation Budgets in the Mackenzie River Basin : Retrieval from Satellite Observations and an Evaluation of the Canadian Regional Climate Model ». *Journal of Hydrometeorology*, **4**, p. 731-747.
- Graham, S. T., J. S. Famiglietti, et D. R. Maidment. 1999. « Five minute, 1/2 and 1 degree data sets of continental watersheds and river networks for use in regional and global hydrologic and climate system modeling studies ». *Water Resources Research*, **37**(7), p. 1955-1967.
- Hagemann, S., B. Machenhauer, R. Jones, O.B. Christensen, M. D qu , D. Jacob, et P.L. Vidale. 2004. « Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe ». *Climate Dynamics*, **23**, p. 547-567.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, et D. Joseph. 1996. « The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, p. 437-471.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van der Dool, R. Jenne, et M. Fiorino. 2001. « The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis : Monthly Means CD-ROM and Documentation ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, p. 247-268.

- Köppen, W. 1933-1939. « Handbuch der Klimatologie », 5 vol., Verlag von Gebrüder Borntraeger.
- Laprise, R., D. Caya, M. Giguère, G. Bergeron, H. Côté, J.-P. Blanchet, G. Boer, et N. A. McFarlane. 1998. « Climate and climate change in western Canada as simulated by the Canadian Regional Climate Model ». *Atmosphere-Ocean*, **36**(2), p. 119-167.
- Laprise, R., D. Caya, A. Frigon, et D. Paquin. 2003. « Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM-II) over northwestern North America ». *Climate Dynamics*, **21**, p. 405-421.
- Leung, L. R., Y. Qian, J. Han, et J. O. Roads. 2003. « Intercomparison of Global Reanalysis and Regional Simulations of Cold Season Water Budgets in the Western United States ». *Journal of Hydrometeorology*, **4**, p. 1067-1087.
- Lorant, V., N. A. McFarlane, et R. Laprise. 2002. « A numerical study using the Canadian Regional Climate Model for the PIDCAP period ». *Boreal Environment Research*, **7**(3), p. 203-210.
- MacKay, M. D., F. Seglenieks, D. Verseghy, E.D. Soulis, K.R. Snelgrove, A. Walker, et K. Szeto. 2003. « Modeling Mackenzie Basin Surface Water Balance during CAGES with the Canadian Regional Climate Model ». *Journal of Hydrometeorology*, **4**, p. 748-767.
- Maurer, E. P., et D. P. Lettenmaier. 2001. « Calculation of Undepleted Runoff for the GCIP Region, 1988-2000 ». Disponible au : [http://www.cc.washington.edu/pub/HYDRO/edm/WEBS\\_runoff/](http://www.cc.washington.edu/pub/HYDRO/edm/WEBS_runoff/), accédé en mars 2005.
- Maurer, E. P., B. Nijssen, A. W. Wood, J. C. Adam et D. P. Lettenmaier. 2002. « A Long-Term Hydrologically Based Dataset of Land Surface Fluxes and States for the Conterminous United States ». *Journal of Climate*, **15**(22), p. 3237-3251.
- McFarlane, N. A., et R. Laprise. 1985. « Parameterization of sub-grid scale processes in the AES/CCC spectral GCM ». Downsview, Centre Canadien du Climat, 70 p.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer, J.-P. Blanchet, et M. Lazare. 1992. « The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and its equilibrium climate ». *Journal of Climate*, **5**(10), p. 1013-1044.
- Mitchell, T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, et M. New. 2004. « A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe : the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100) ». *Journal of Climate*, soumis en août 2003.
- NASA Langley Research Center Atmospheric Sciences Data Center. 2002. « Surface Radiation Budget Release 2 ». Données globales mensuelles disponibles au : [http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/srb/table\\_srb.html](http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/srb/table_srb.html), accédé en mars 2005.

- Nijssen, B., G. O'Donnell, et D. P. Lettenmaier. 2001. « Predicting the Discharge of Global Rivers ». *Journal of Climate*, **14**, p. 1790-1808.
- Ossonon, N. B. 2004. « Validation de simulations climatiques avec le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) dans le cadre de l'expérience PIRCS-1c ». Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, 82 p.
- Paquin, D., D. Caya, et R. Laprise. 2002. « Treatment of moist convection in the Canadian Regional Climate Model ». Groupe de recherche en Simulations Climatiques (Ouranos), Rapport Interne no.1, 29 p.
- Paquin, D., et R. Laprise. 2003. « Traitement du bilan d'humidité interne au MRCC ». Groupe de recherche en Simulations Climatiques (Ouranos), Rapport Interne no.2, 26 p.
- Paquin, D., et D. Caya. 2004. « A single year simulation of the Canadian Regional Climate Model over Europe ». Groupe de recherche en Simulations Climatiques, 1<sup>er</sup> Symposium Ouranos : S'adapter aux changements climatiques, juin 2004, Montréal.
- Roads, J., R. Lawford, E. Bainto, E. Berbery, S. Chen, B. Fekete, K. Gallo, A. Grundstein, W. Higgins, M. Kanamitsu, W. Krajewski, V. Lakshmi, D. Leathers, D. Lettenmaier, L. Luo, E. Maurer, T. Meyers, D. Miller, K. Mitchell, T. Mote, R. Pinker, T. Reichler, D. Robinson, A. Robock, J. Smith, G. Srinivasan, K. Verdin, K. Vinnikov, T. Vonder Haar, C. Vörösmarty, S. Williams, et E. Yarosh. 2003. « GCIP water and energy budget synthesis (WEBS) ». *Journal of Geophysical Research*, **108**, p. 4-1;4-39.
- Seneviratne, S. I., P. Viterbo, D. Lüthi, et C. Schär. 2004. « Inferring changes in terrestrial water storage using ERA-40 reanalysis data :The Mississippi River basin ». *Journal of Climate*, **17**(11), p. 2039-2057.
- Slater, A. G., C. A. Schlosser, C. E. Desborough, A. J. Pitman, A. Henderson-Sellers, A. Robock, K. Ya. Vinnikov, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. M. Cox, P. de Rosnay, R. E. Dickinson, Y.-J. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Ye. M. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. A. Kowalczyk, O. N. Nasonova, J. Noilhan, S. Schaake, A. B. Shmakina, T. G. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang, et Q. Zeng (2001). « The representation of snow in land surface schemes: Results from PILPS 2(d) ». *Journal of Hydrometeorology*, **2**, p. 7-25.
- Soulis, E. D., K. R. Snelgrove, N. Kouwen, F. Seglenieks et D. L. Verseghy. 2000. « Towards Closing the Vertical Water Balance in Canadian Atmospheric Models : Coupling of the Land Surface Scheme CLASS with the Distributed Hydrological Model WATFLOOD ». *Atmosphere-Ocean*, **38**(1), p. 251-269.
- Stackhouse Jr., P. W., S. K. Gupta, S. J. Cox, M. Chiacchio, et J. C. Mikovitz. 2000. « The WCRP/GEWEX Surface Radiation Budget Project Release 2 : an assessment of surface fluxes at 1 degree resolution ». Rapport technique de la NASA, programme NASA EOS/IDS, 4 p.

- Takle, E.S., W.J. Gutowski Jr., R.W. Arritt, Z. Pan, C.J. Anderson, R. da Silva, D. Caya, S.-C. Chen, J.H. Christensen, S.-Y. Hong, H.-M. H. Juang, J.J. Katzfey, W.M. Lapenta, R. Laprise, P. Lopez, J. McGregor et J.O. Roads. 1999. « Project to Intercompare Regional Climate Simulations (PIRCS): Description and initial results ». *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 19 443-19 462.
- Tanguay, M., A. Robert, et R. Laprise. 1990. « A Semi-implicit Semi-Lagrangian Fully Compressible Regional Forecast Model ». *Monthly Weather Review*, **118**, p. 1970-1980.
- Taylor, K. E., D. Williamson, et F. Zwiers. 2000. « The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations ». Rapport PCMDI no.60, UCRL-MI-125597, 25 p.
- U. S. Geological Survey, Water Resources. 2005. « Surface-Water Data for the Nation ». Disponible au : <http://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>, accédé en mars 2005.
- Verseghy, D. L. 1991. « CLASS - A Canadian Land Surface Scheme for GCMS, I. Soil model ». *International Journal of Climatology*, **11**, p. 111-133.
- Verseghy, D. L., N. A. McFarlane, et M. Lazare. 1993. « CLASS - A Canadian Land Surface Scheme for GCMS, II. Vegetation model and coupled runs ». *International Journal of Climatology*, **13**, p. 348-370.
- Verseghy, D. L. 1996. « Local climates simulated by two generations of Canadian GCM Land Surface Schemes ». *Atmosphere-Ocean*, **34**(3), p. 435-456.
- Vörösmarty, C. J., B. M. Fekete, et B. A. Tucker. 1998. « Global River Discharge, 1807-1991, V. 1.1 (RivDIS) : Data set ». Disponible au <http://www.daac.ornl.gov/RIVDIS/rivdis.html>, Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, TN, USA, accédé en mars 2005.
- Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen, et E. Roeckner. 1995. « Regional climate simulation with a high resolution GCM: surface radiative fluxes ». *Climate Dynamics*, **11**, p. 469-486.
- Willmott C. J., et K. Matsuura. 2001. « Terrestrial air temperature and precipitation : monthly and annual time series (1950-1999), version 1.02, released July 1, 2001 ». Center for Climatic Research, University of Delaware. Disponible au : <http://climate.geog.udel.edu/~climate>, accédé en mars 2005.
- Wilson, M. F., et A. Hendersen-Sellers. 1985. « A global archive of land cover and soils data for use in general circulation models ». *Journal of Climatology*, **5**, p. 119-143.
- Zhang, G. J., et N. A. McFarlane. 1995. « Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model ». *Atmosphere-Ocean*, **33**(3), p. 407-446.